

Санкт-Петербургский государственный университет

МАЧЕХИНА Галина Владимировна

Выпускная квалификационная работа

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
ГИПАБИССАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОМУЛЕВСКОГО
ПОДНЯТИЯ (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)**

Основная образовательная программа бакалавриата

«Геология»

Научный руководитель: к.г.-м.н.,
доцент, СЫЧЕВ Сергей Николаевич

Рецензент: к.г.-м.н.,
ст. преп., ЛЕБЕДЕВА Ольга Юрьевна

Санкт-Петербург

2019

Содержание

Введение	3
1. Геологическое строение Омулевского поднятия	4
1.1. Тектоническое строение.....	4
1.2. Стратиграфия	6
1.3. Магматизм	10
1.4. История геологического развития.....	17
2. Геология гипабиссальных тел Омулевского поднятия	20
2.1. Петрографическая характеристика	20
2.2. Петрохимические диаграммы	32
3. Рудная минерализация	36
Заключение.....	43
Список литературы.....	44
Приложение	46

Введение

Омулевское поднятие представляет собой террейн, который находится на Северо-Востоке России. В пределах поднятия располагается большое количество уникальных гипабиссальных комплексов, для которых на сегодняшний день требуется дальнейшее изучение с помощью современных методов геологических исследований.

Образование гипабиссальных интрузивных тел происходит на относительно малых глубинах. По данным некоторых исследователей в данном регионе были обнаружены небольшие россыпи золота, которые приурочены к гипабиссальным телам Арга-Тасского тектонического блока (Сурмилова, 1989).

Целью данной работы является выяснение геологической позиции гипабиссальных комплексов и их геохимических особенностей с последующим выявлением локализации рудной минерализации.

Задачи:

1. Изучение петрографических особенностей гипабиссальных комплексов.
2. Интерпретация данных геохимических анализов при построении петрохимических диаграмм.
3. Сделать обоснованное предположение о приуроченности рудной минерализации к гипабиссальным комплексам.

В работе использовано 20 шлифов, 20 аншлифов, 20 геохимических проб (атомно-абсорбционный анализ (AAS) Au; рентгеноспектральный силикатный анализ; определение содержаний Ag, Mo, Zn, Pb, Ni, Co, Cu методом ICP-MS, определение содержания As методом ICP-MS; определение содержаний 14 РЗЭ методом ICP-MS +18 х/э (Cr, V, Sr, Mo, Ba, Sn, Be, Rb, Nb, Y, Ga, Zr, Hf, Ta, W, Th, U, Sc).

Автор данной работы выражает благодарность Сычеву С.Н. (СПбГУ, ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского) за предоставление всех необходимых материалов, литературы и консультации по любым вопросам; а также сотрудникам лаборатории петрографии ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского.

1. Геологическое строение Омuleвского поднятия

1.1. Тектоническое строение

В современном тектоническом отношении Омuleвское поднятие представляет собой гигантский горст, который контролируется со всех сторон разломами. Элекчанский грабен отделяет поднятие от Колымского массива, а зона глубинного разлома Дарпир обособляет Омuleвское поднятие от Иньяли-Дебинского синклинория. Структуры Омuleвского поднятия углубляются под структуру Момо-Зырянского прогиба в северных частях территории (Рис. 1).

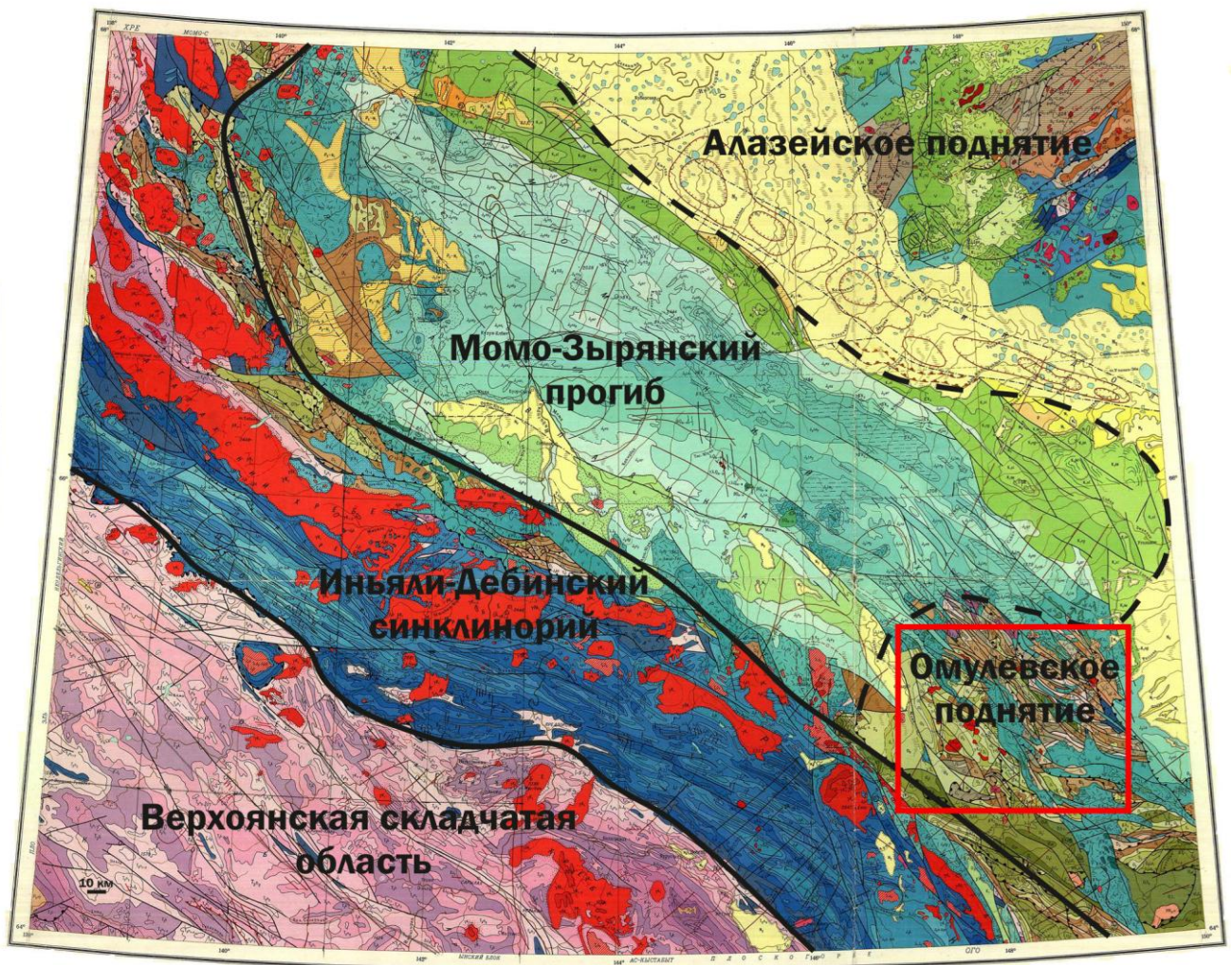


Рис. 1. Государственная геологическая карта, лист Q 54-55, масштаб 1:1 000 000 (Сурмилова, 1986). Красным квадратом показано Омuleвское поднятие.

В пределах поднятия выделяются различные зоны, отличающиеся по составу и обстановкам образования, которые сочленяются в сложной складчато-надвиговой структуре (Рис 2).

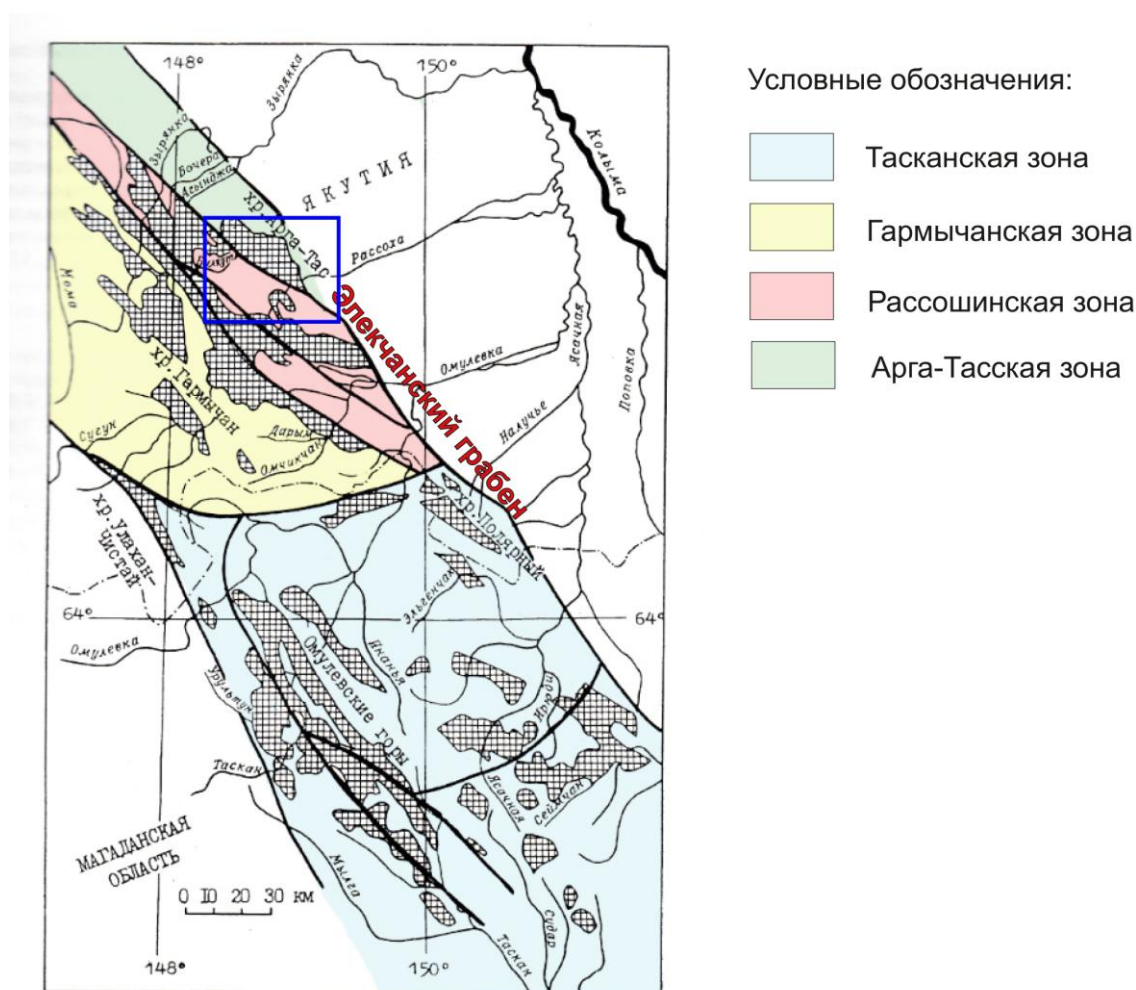


Рис. 2. Схема тектонического районирования юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы (Гагиев, 1995). Синим квадратом выделена область изучаемой территории.

Арга-Тасская зона выделяется в пределах горного хребта Арга-Тас Колымо-Индигирского междуречья. Общая протяженность зоны около 150 км, а ширина не более 35-40 км (Богданов, 1964). Зона представлена палеозойскими образованиями, выше которых залегают достаточно мощные мезозойские толщи. Стоит отметить наличие сдвиго-сбросовых деформаций в Арга-Тасской зоне, поскольку с ними, вероятнее всего, связаны золоторудные проявления района (Рогов, Сычев, 2019).

Рассошинская зона характеризуется складчато-глыбовым строением. В пределах зоны выделяется крупная брахиформная складка, в некоторых частях которой вскрываются

субгоризонтальные толщи раннеордовикского времени. В бассейне реки Сеймчан наблюдались также брахиформные складки, однако гораздо меньшей величины.

Гармычанская зона располагается в северо-западной части Омулевского поднятия, захватывая Гармычанский хребет. Общая протяженность составляет более 600 км, а ширина порядка 30-60 км. Предел распространения зоны выражен полосой развития контрастного риолит-базальтового пояса (Шпикерман, 1998).












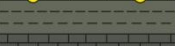
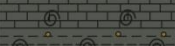




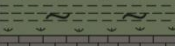



Тасканская зона располагается в юго-западной части Омулевского поднятия. На основании структурно-морфологических признаков, а также особенностях истории развития, в пределах Тасканской зоны выделяют Сумуно-Ирюдийский и Урультунский блоки.

Элекчанский грабен контролируется Арга-Тасской системой глубинных разломов и разделяет Приколымское и Омулевское поднятия. По длине грабен около 330 км, ширина достигает 25-30 км. Гармычанский грабен разделяет Рассошинскую и Тасканскую складчато-глыбовые зоны. Длина составляет 250 км, ширина не более 15-25 км. Элекчанский и Гармычанский грабены слагают позднеюрские образования, которые снизу представлены терригенно-вулканогенной толщей андезитового состава, а выше по разрезу перекрываются флишеидной толщей (Мерзляков, 1971). Позднеюрские толщи сильно деформированы в различные синклинали.

Складчатые структуры Омулевского поднятия являются результатом неоднократных деформаций. Они обусловлены тангенсиальными движениями, а также крупными вертикальными перемещениями (Николаев, 1958).

1.2. Стратиграфия

При исследовании стратиграфии Омулевского поднятия невозможно создать универсальный стратиграфический разрез, так как прослеживаются явные различия от северо-востока к юго-западу, что объясняется сложным строением террейна и различными условиями формирования отложений в многообразных обстановках. Поскольку фактический материал был собран преимущественно с северо-восточной части Омулевского поднятия, то и стратиграфический разрез был составлен для данной области (Рис. 3).

Отдел	Свита, толща	Мощность, м	Породы	Где представлены
N		2-5		долина р. Омuleвка, ручей Переправа
K ₁		800		озеро Дарнир
J ₃	бастакская	2000		в верховьях р. Зырянки
	илинйтасская	900		
T ₃	норийский	200		в верховьях ручья Горного
	карнийский	240		
T ₂	ладинский	70-115		ручей Титинчилли
	анизийский	20-60		береговые обрывы р. Зырянки
C ₂ -T ₁	бочарская	200		на водоразделе р. Зырянки и ручья Фаунового
	агиджинская	500		левый борт ручья Горный
C ₂₋₁	магарская	140		правый борт ручья Сарыни
	сергеляхская	220		
C ₁	турговская	200		в верховьях р. Зырянки
D ₃		900		бассейн р. Рассоха
D ₂		1300		бассейн р. Зырянки
D ₁		450		водораздел р. Серечен с ручьем Широкий
O ₃	сереченская	560		среднее и верхнее течение р. Серечен
O ₂	булгутская	1000		береговые обрывы ручья Горелышева
	горелышевская	100		юго-западный склон водораздела р. Серечен
O ₁	биикская	600		верховья ручьев Биик, Широкий
	иченская	250-300		верховья ручья Ичен

Условные обозначения:

	конгломераты
	линза
	каменный уголь
	черные сланцы
	марказитовые конкреции
	растительный детрит
	туффиты
	неясный контакт
	постепенный переход
	размытый контакт
	остальная ископаемая фауна
	граптолиты
	трахибазальты
	трахиты
	конкреции лимонита
	песчаники
	известняки
	алевролиты

Рис. 3. Стратиграфическая колонка северо-восточной части Омuleвского поднятия.

Нижний ордовик сложен тремя толщами: иченская, биикская и нижняя часть горелышевской толщи. Иченская толща представлена темно-серыми, черными глинистыми сланцами с прослоями темно-серых известняков, алевролитов и песчаников. Залегающая выше, биикская толща, состоит из зеленовато-серых туфов, трахибазальтов, которые переслаиваются с черными и темно-серыми кремнистыми породами. Нижние горизонты горелышевской свиты сложены туфогенными зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, которые переслаиваются с глинистыми сланцами и туфами. Мощность всех отложений нижнего ордовика составляет 1000 м (Булгакова, 1986).

Породы среднего ордовика представлены горелышевской и булгутской свитами. За исключением нижних частей, горелышевская свита образована черными глинистыми сланцами с прослоями темно-серых песчаников и алевролитов.

Булкутская свита сложена туфами и туфобрекчиями, в которых заключены линзы конгломератов из обломков глинисто-кремнистых сланцев, известняков и кварцитов. Суммарная мощность пород среднего ордовика порядка 1900 м.

Отложения верхнего ордовика представлены сереченской толщей, которая характеризуется сложным строением. В основании толщи залегает зеленовато-серые песчаники и туффиты. Выше толщу слагают хлоритизированные песчанистые известняки с линзами туфобрекчий, которые перекрываются коричневатými и красноватыми трахитами. Образования этой толщи имеют мощность около 560 м. Таким образом, отложения ордовикского возраста широко распространены в пределах исследуемой территории, хорошо обнажаются в долинах рек и имеют мощность около 3500 м (Булгакова, 1986).

Не смотря на то, что породы силурийского возраста были найдены в пределах Омулевского поднятия, в северо-восточной части силурийские отложения отсутствуют. На размытой поверхности терригенно-вулканогенных образований ордовика с угловым несогласием залегают толщи девона.

В пределах рассматриваемой территории нижний девон сложен несортированными конгломератами и брекчиями, которые состоят из обломков кремнистых пород, глинистых сланцев, туфов и трахибазальтов. Далее толща постепенно перекрывается зеленовато-серыми конгломератами с линзами и прослоями красноватых косослоистых песчаников. Выше по разрезу наблюдается толща темно-серых коралловых известняков. Мощность отложений нижнего девона в целом не превышает 450 м (Гагиев, 1995).

Средний девон представлен мощной толщей коралловых известняков в основании, которая выше сменяется на гипсоносную, согласно залегающую, толщу глинистых и кремнистых сланцев. Верхнюю часть среднего девона слагают массивные серые известняки и доломиты с кремнистыми включениями. Мощность среднего девона составляет около 1350 м.

К верхнему девону отнесены темно-серые и серые массивные известняки и доломиты, с небольшими включениями кремней. Толща содержит многочисленные остатки брахиопод. Мощность позднедевонских отложений около 900 м (Гагиев, 1995).

Обобщая стратиграфию девонского времени, можно отметить, что на протяжении всех разрезов девона преобладают морские отложения, чередующиеся с лагунными образованиями, а обнаруженные особенности осадков указывают на трансгрессию моря в начале периода. Мощность девонских отложений сильно разнится на разных участках территории и составляет около 1400 – 2900 м.

Тургоякская свита, относимая к нижнему карбону, сложена массивными кремнистыми породами, которые изредка переслаиваются с темно-серыми известняками. Наблюдаются многочисленные конкреции лимонита. Мощность отложений не превышает 200 м.

Выше по разрезу тургоякская свита перекрывается сергеляхской, которая представлена серыми известняками с включениями черных кремней. В верхних частях разреза наблюдаются обильные остатки мшанок, криноидей, кораллов и брахиопод. Магарская свита, располагающаяся выше по разрезу, представлена зеленовато-серыми и серыми туффитами основного состава, которые чередуются с редкими прослоями известняков.

Возраст агиджинской сланцевой свиты является спорным вопросом на протяжении многих лет, поскольку не удалось проследить свиту целиком, установить стратиграфическое значение из-за большого многообразия фаунистических комплексов и выявить маркирующие горизонты. Однако, по данным Мерзлякова В.М. большая часть свиты объединяет отложения верхней части среднего карбона, верхнего карбона и нижней перми. В основании свиту составляют черные и темно-серые глинистые сланцы с редкими прослоями голубоваты известняков. Выше залегают зеленовато-серые туффиты, которые чередуются с прослоями глинистых сланцев и линзами органогенных известняков. Завершается разрез агиджинской свиты преобладанием черных глинистых сланцев (Мерзляков, 1971).

Согласно перекрывающая агиджинскую свиту, бочарская свита представлена темно-серыми органогенными известняками, переслаивающаяся с глинистыми сланцами, туффитами и долеритами. Последние составляют отдельные прослои мощностью около 6 м. Различные остатки фауны, обнаруженные в бочарской свите, свидетельствуют о позднепермском возрасте образований.

Образования каменноугольного и пермского периодов распространены менее широко в пределах Омулевского поднятия и обнажаются в основном на окраинах. Суммарная мощность осадков в северо-восточной части составляет 1200-1300 м.

На размытой поверхности пермских отложений залегает анизийский ярус, относимый к среднему триасу. Ярус представлен зеленоватыми и серыми туфами, туфобрекчиями среднего состава. Встречаются линзы и прослои туфогенных известняков и глинистых сланцев. Все эти образования перекрываются ладинским ярусом, который сложен черными глинистыми сланцами с подчиненными пластами темно-серых, почти черных, известняков. Мощность отложений среднего триаса составляет около 180 м.

Верхний триас начинается с карнийского яруса, преимущественно состоящий из темно-серых песчанистых известняков и известковистых песчаников с редкими прослоями глинистых известняков и туффитов. Выше разрез сменяется отложениями норийского яруса. Он представлен глинистыми и песчанистыми известняками с подчиненными прослоями глинистых сланцев и туффитов. Суммарная мощность триасовых отложений около 600 м (Константинов, 1997).

Отложения нижней и средней юры были найдены у южных окраин Омuleвского поднятия, однако в исследуемой северо-восточной части не наблюдались. Верхнеюрские образования распространены гораздо шире и формируют илиньтасскую и бастахскую свиты. Илиньтасская свита сложена туффитами, туфоконгломератами и туфогенными песчаниками с прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Выше по разрезу согласно залегает бастахская свита, состоящая из черных глинистых сланцев, алевролитов и песчаников (Якушев, 1959).

Нижнемеловые отложения образуют мощную толщу (до 500 м) полимиктовых песчаников с подчиненными слоями алевролитов, аргиллитов и каменного угля.

Породы неогена залегают на размытой поверхности палеозойских отложений и составляют толщу пестроцветных конгломератов с линзами песков и глин общей мощностью до 300 м.

1.3. Магматизм

На рассматриваемой территории отмечаются разнообразные по составу и возрасту интрузивные и субвулканические образования, однако их распространение ограничено.

К наиболее ранним интрузивным образованиям относится *булкутский* трахит-трахибазальтовый ордовикский вулканический комплекс. Он распространен в пределах бассейна р. Булгут и сложен субпластовыми телами. Трахибазальты темно-зеленого цвета с порфировой структурой. Вкрапленники пироксена и плагиоклаза составляют 50% от всего объема породы. Сильно проявлены вторичные изменения, в том числе плагиоклаз почти полностью замещен серицитом, а также образованы такие минералы, как хлорит, эпидот. По трещинкам развивается пренит. (Гринберг, 1981) Возраст образований датирован по находкам граптолитов *Loganograptus logani* (Hall), *Nemagraptus gracilis* (Hall) и др. в биикской и булгутской толщах (Мерзляков, 1979).

Увязкинский трахириолитовый среднедевонский субвулканический комплекс распространен в среднем течении р. Булгут, где слагает небольшие штоки, пластовые тела и

дайки. Трахириолиты представляют собой кремовато-серые и зеленовато-серые массивные породы. По химическому составу они отличаются повышенной щелочностью. (Гринберг, 1981) Наиболее крупное тело, представленное штоком, немного вытянуто на северо-запад и имеет размеры в длину и ширину 4 км и 1,5 км соответственно. Пластовые тела также направлены на северо-запад, при этом самое крупное из них протягивается на 7 км с мощностью 0,7 км. Подобные тела обнаружены в береговых обрывах р. Буклут, где субпластовые дайки прорывают увязкинскую толщу. Контакты даек с вмещающими толщами сложены брекчиями, представленными остроугольными обломками трахириолитов, сцементированных серицитизированным и каолинитизированным трахириолитом с фельзитовой структурой. Внутреннее строение даек однородное, они сложены афировыми трахириолитами. Субвулканические тела трахириолитов с угловым несогласием перекрываются позднеюрской илиньтасской свитой. Среднедевонский возраст установлен по взаимосвязи с увязкинской толщей и схожей с ней составом туфов с трахириолитами.

Верхнесахарымнанский пикрит-долерит-габбровый позднекаменноугольный-раннепермский гипабиссальный комплекс отмечен в пределах хребта Арга-Тас, в течении р. Рассоха. Большинство интрузивных тел – это силлы различной мощности (Рис. 4) – от десятков см до нескольких сотен метров, обычно они меняются от первых метров до 20-30 м. Породы представлены долеритами, габбро-долеритами, габбро, трахидолеритами, монцогаббро, менее распространены пикриты, габбродiorиты, монцодиориты.

Вмещающими породами являются образования шумнинской толщи, пределы развития которой ограничивает распространение тел комплекса. Контакты тел с вмещающими породами, как правило, резкие, четкие.



Рис. 4. Силл долеритов мощностью 150 м в нижнем течении р. Сахарымнан.

Дайки верхнесахарымнанского комплекса встречаются реже. Они имеют мощность 18 м, сложены долеритами и габбродолеритами, в их краевых частях отмечаются маломощные зоны закалки. Возраст определен по петрохимической схожести с трахибазальтами, которые по фаунистическим находкам были отнесены к позднекаменноугольному-раннепермскому возрасту (Терехов, 1988).

Тасканский габбро-долеритовый позднепермский комплекс малых интрузий выделен в северо-восточной части Омулевского поднятия. Интрузивные тела представлены дайками, межпластовыми залежами долеритового и габбро-долеритового составов. Мощность образований не превышает 40 м, протяженность до 5 км. Долериты зеленовато-серые, сильно подвержены вторичным изменениям, с офитовой и долеритовой структурой. Габбродолериты в свою очередь отличаются от долеритов габбро-офитовой структурой. Возраст установлен К-Аг методом с поправкой на «термальные» события после формирования интрузий (Жуланова, 2007).

Аргатасский габбро-долеритовый средне-позднепермский комплекс гипабиссальных малых интрузий располагается в северо-восточной части Омулевского поднятия, в диапазоне хребта Арга-Тас. Комплекс представлен силами, пластовыми телами габбро, габбро-долеритов и секущими телами долеритов. Мощность силлов варьирует от 5 – 12 до 40 – 80 м, реже достигает 150 – 500 м, по простиранию прослеживаются на несколько километров. Наиболее мощные силлы дифференцированы от долеритов и трахидолеритов до монцонитов. В центральных частях они сложены среднезернистыми и крупнозернистыми габбро, габбродолеритами, лейкократовыми габбро, монцогаббро. В краевых частях, как правило, наблюдаются долериты. Контакты тел с вмещающими породами резкие, четкие. В эндоконтактах породы имеют миндалекаменную текстуру, афировую структуру, в центральной части тел породы массивные с порфировидной структурой с долеритовой, габброофитовой и габбровой структурами.

При полевых работах из силла р. Итанья отобрана проба для определения изотопно-геохронологического возраста долеритов U-Pb методом. По новым данным ВСЕГЕИ, U-Pb SHRIMP методом по апатитам, возраст габбро аргатасского комплекса составляет 256.3 ± 9.7 млн. лет. (Рис. 5).

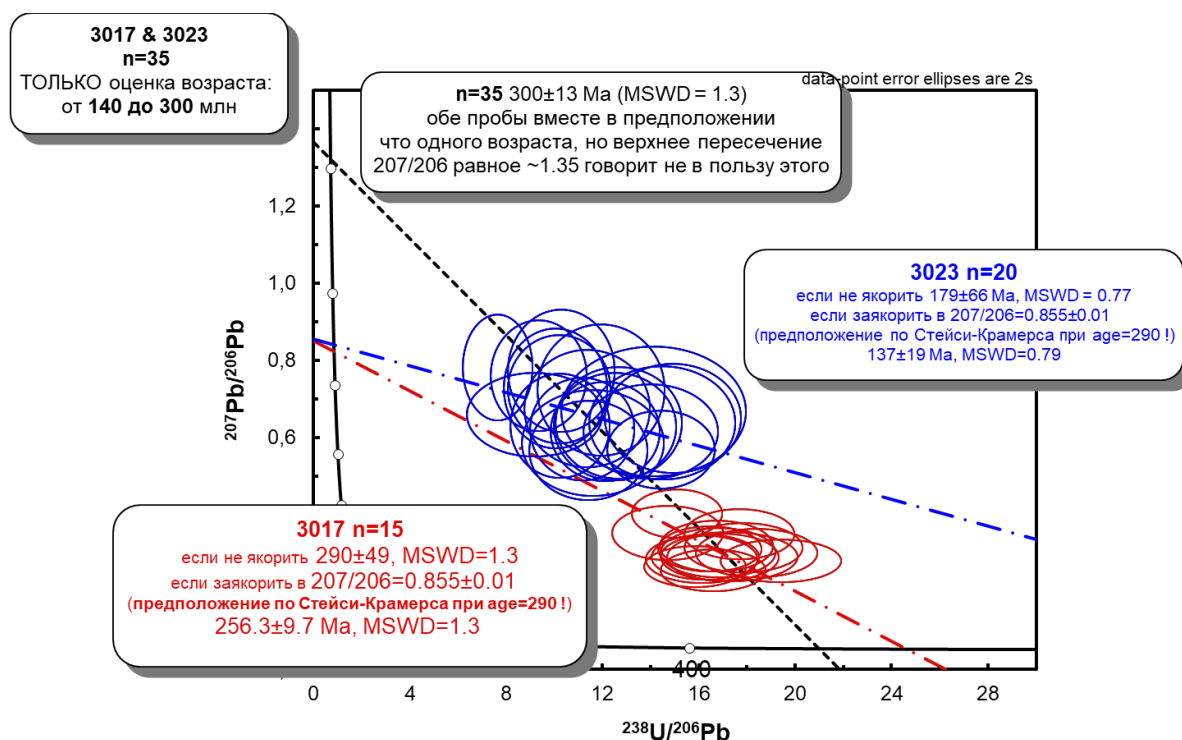


Рис. 5. Диаграмма с конкордиями. Образец 3017.

Илинътасский андезит-базальтовый комплекс широко распространен на северо-востоке Омурского поднятия - в северной части хр. Гармычан и на хр. Арга-Тас. Комплекс объединяет отложения средней и верхней подсвит илинътасской свиты и ассоциирующие с ними субвулканические тела базальтоидов и долеритов. Тела представлены штокообразными телами и дайками, расположенными в северо-восточной части листа. Вмещающими для них являются илинътасская позднеюрская свита, и средне- позднекаменноугольная шумнинская толща. Наиболее крупный из них имеет вытянутую в субмеридиональном направлении форму, размеры 3 на 14 км, крутые (от $40-50^\circ$ до $70-80^\circ$), наклоненные к центру контакты с вмещающими породами. Шток сложен зеленовато-серыми массивными базальтами и трахибазальтами.

Правоналучинский позднеюрский габбро, габбро-долеритовый, трахидолеритовый комплекс гипабиссальных малых интрузий представлен штоками, пластовыми телами и дайками. Широко распространены штоки габбро, габбро-долеритового составов с секущими контактами с вмещающими породами. Пластовые тела и многочисленные дайки локализуются в северной части хребта Арга-Тас и вытянуты в северо-западном направлении.

Силлы имеют мощность от 2-3 м до 100 м (Рис. 6). Приконтактные части силлов сложены трахидолеритами. Контакты его с вмещающими породами четкие, согласные.



Рис. 6. Силлы правоналучинского комплекса, пересекающие аргиллиты устьбулкуптской толщи. Среднее течение р. Булкупт.

Дайковые тела комплекса представлены трахидолеритами и монцогаббродолеритами. Длина даек достигает 12 км, мощность варьирует от 2-3 до 200 м. Контакты даек обычно очень крутые, четкие и резкие. Центральные части даек сложены монцогаббродолеритами, краевые – трахидолеритами.

Штоки представляют собой изометричные тела размером, сложенные массивными монцогаббро, трахидолеритами (Рис 7). Приконтактовые части силлов и штоков сложены трахидолеритами. Контакты с вмещающими породами резкие, четкие, крутые.



Рис. 7. Шток монцогаббро правоналучинского комплекса. Верхняя р. Ичен

Комплекс позднеюрских гранитов, гранодиоритов, диоритов и гранит порфиров зафиксирован в районе хребта Гармычан, а также в западной части Булгутского массива. Комплекс представлен небольшими массивами, изометричной формы, с резко секущими контактами. По химическому составу граниты перенасыщены глиноземом и кремнеземом, с преобладанием натрия над калием. Диориты относительно богаты щелочами. (Лычагин, 1989)

Рассошинский плутонический гранит–лейкогранитовый позднеюрский комплекс, расположенный на р. Рассоха, в 6 км выше устья р. Сахарымнан, сложен умеренно-щелочными лейкогранитами аляскитами и аплитами, лейкогранит-порфирами. В плане он имеет округло-изометричную форму, площадь около 30 км². Вмещающими являются карбонатные породы верхнекаменноугольно-нижнепермской куранах-салинской толщи и вулканогенно-осадочные отложения верхнеюрской илиньтасской свиты. Контакты массива крутые, рвущие, с падением в сторону вмещающих пород, восточный контакт осложнен крупным взбросом, в зоне разлома лейкограниты рассланцованы и ожелезнены. На северном контакте вмещающие глинистые сланцы илиньтасской свиты осветлены и рассланцованы (Рис.8).



Рис. 8. Контакт аплитов рассошинского массива и вмещающих глинистых сланцев.

Центральная часть массива сложена светлосерыми, кремовыми массивными порфировидными крупно- и среднезернистыми лейкогранитами и аляскитами. Породы часто катаклазированы, ожелезнены, приобретают кирпичный цвет.

Дайки аплитов имеют мощность 3 - 4 м, реже до 10 - 15 м, и концентрируются вблизи контактов массива, а также во вмещающих породах в его северо - западном экзоконтакте, где аплиты интенсивно катаклазированы и ожелезнены (Рис.9)



Рис. 9. Дайка аплитов.

Геологический возраст пород комплекса основан на прорывании ими позднеюрской илиньтасской свиты.

Для лейкогранитов Рассошинского массива получены определения изотопно-геохронологического возраста методом U-Pb SHRIMP по цирконам (Изотопная лаборатория ВСЕГЕИ, 2017 г), которые составили: $166,1 \pm 1,3$, $165,5 \pm 1,3$ и $163, \pm 1,4$ млн. лет. Таким образом, возраст пород массива принимается позднеюрским.

Омулевский комплекс эоценовых трахидолеритов, долеритов и габбро-долеритов представляет собой серию даек и пластообразных тел, имеющих северо-восточное простирание. Чаще всего дайки неоднородны и сложены либо долеритами, либо имеют более сложное строение, выраженное в том, что центральные части даек сложены габбро-долеритами, а по периферии – долеритами.

Характерной чертой даек является их строгая приуроченность к разрывным нарушениям и сопровождающим их трещинам, которые они заполняют. Дайки часто секут поверхности меловых разломов и имеют четкие контакты с верхнеюрскими вмещающими

породами, в том числе и позднеюрские лейкограниты Рассошинского комплекса (Рис. 10). Контакты интрузий с вмещающими породами четкие, крутые. Малые интрузивные тела сложены преимущественно габбро и габбро-долеритами, которые в плане имеют неправильную вытянутую форму.



Рис. 10. Дайка долеритов, прорывающая лейкограниты Рассошинского массива и известняки.

По геологическому положению они являются наиболее молодыми интрузивными образованиями на территории. Дайки комплекса пересекают отложения палеозоя, триаса, средней и верхней юры.

1.4. История геологического развития

История геологического развития рассматриваемой территории начинается с формирования офиолитокластитовой толщи, представленной серпентинизированными песчаниками, гравелитами и конгломератами. Выше по разрезу, на размытой поверхности офиолитокластитовой толщи, залегают образования раннеордовикского времени.

Ордовикское время характеризуется расчленением территории на структурно-формационные зоны, такие как Рассошинская и Тасканская. В пределах Рассошинской зоны в ордовике происходило накопление терригенных осадков, которое сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью.

Осадконакопление продолжалось до конца ордовика-начала силура, где оно было прервано складчатостью. Все образования Рассошинской зоны были дислоцированы в линейные складки северо-западного простирания. На это указывает выпадения и разреза силура и резкое несогласное перекрытие ордовикских толщ девонскими породами. Тасканская зона занимает юго-восточную часть Омулевского поднятия и в отличие от Рассошинской зоны здесь на протяжении всего рассматриваемого этапа формировались морские карбонатные и терригенно-карбонатные формации. В северных частях зоны вклиниваются пачки терригенных пород, при этом обогащение терригенными компонентами в разрезах происходит в направлении к Рассошинской зоне.

Ордовикско-раннесилурийское время характеризуется значительной тектонической дифференциацией палеозойской геосинклинали. В позднем силуре на северо-востоке территория продолжает орогенное развитие Рассошинской зоны, а на юго-западе тем временем формируются лагунно-морские отложения. Морская трансгрессия охватила северо-восточную часть региона, в результате чего здесь была образована базальная конгломерато-песчаная толща. Данная толща перекрывала с размывом и угловым несогласием смятые в складки ордовикские образования.

Весь комплекс средне-верхнедевонских пород может быть объединен в две формации: гипсоносную терригенно-карбонатную и карбонатную. В целом для средне-верхнедевонского этапа характерна тенденция к дифференцированному поднятию, в отличие от предшествующего режима погружения.

С конца девона и до поздней перми включительно на окраинах Омулевского поднятия накапливаются осадки, образовавшие кремнисто-сланцевую толщу. Центральная часть Омулевского поднятия, скорее всего, была островной сушей, на что косвенно указывает приуроченность кремнисто-сланцевой формации к зонам максимального погружения и отсутствие условий для широкого развития пестроцветных гипсоносных образований. Начавшиеся погружения привели к образованию разломов, так как кремнисто-сланцевые формации чаще всего сопутствуют дайки, силлы, штоки, иногда покровы долеритов. Комплекс данных магматических пород охватывает период от позднего девона до среднего триаса.

Уже к началу триасового времени процесс погружения Омулевского поднятия сменился на обстановку устойчивого воздымания. На что указывает характер триасовых отложений, которые развиты лишь на окраинах поднятия, что в целом затрудняет изучение обстановки формирования пород.

В юрское время локально формировалась глинисто-сланцевая и песчанистая формация на Омулевском поднятии. Породы наблюдались лишь у южной окраины поднятия. После накопления флишеидной формации все структуры Омулевского поднятия подвергались интенсивным деформациям. Помимо складок, здесь образуются многочисленные разломы, и поднятие приобретает блоковое строение. В зонах крупных разломов, внутри блоков, развивается мелкая складчатость.

Поднятие территории, которое началось в раннем мелу, интенсивно продолжается в позднемеловое-неогеновое время. Это приводит к практически полному сокращению осадконакопления на всей территории, за исключением рифтовых впадин и грабенов. Сбросово-сдвиговые перемещения вдоль блоков привели к возобновлению магматической деятельности. На Омулевском поднятии происходит внедрение небольших интрузий щелочных габброидов и лампрофиров (Мерзляков, 1968). На активизацию движения в позднемеловое-неогеновое время указывают деформации осадочно-вулканогенных верхнеюрских толщ. Дислокации продолжались в течении всего четвертичного периода, о чем свидетельствуют значительные деформации неогеновых отложений, проявление базальтового магматизма, а также сильная расчлененность современного рельефа.

2. Геология гипабиссальных тел Омuleвского поднятия

На территории центральной части Омuleвского поднятия, в результате проведенных геологических работ с 2016 по 2018 годов, а также использовании литературных данных предшественников, было выделено не менее пяти комплексов гипабиссальных интрузивных тел, которые различаются по возрасту, химическому составу и разной степени интенсивности вторичных изменений (Рис. 11).

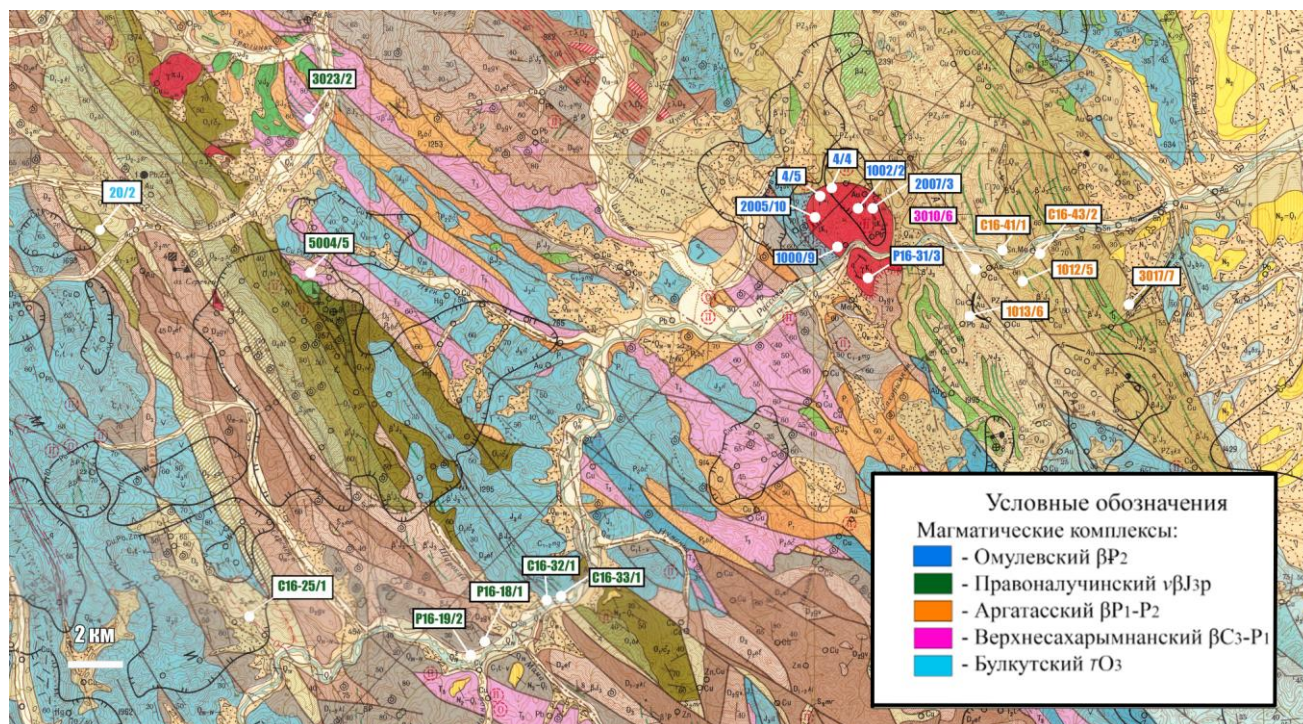


Рис.11. Карта фактического материала с точками пробоотбора из гипабиссальных интрузивных тел. Масштаб 1:200 000.

2.1. Петрографическая характеристика

Правоналучинский комплекс (J3)

C16-32/1 – Монцо-габбро

Структура породы среднезернистая, габбро-офитовая. Минеральный состав: плагиоклаз – 35-40%, калиевый полевой шпат – 3-5%, пироксен – 10-15%, кварц – 1-2%. Вторичные минералы представлены амфиболом – 15-20%, соссюритом, хлоритом – 5-7%, карбонатом – 1%, единичными зернами эпидота. В качестве акцессорных минералов – апатит, сфен. Рудные минералы представлены ксеноморфными зернами размером до 1 мм. Гипидиоморфный

плагиноклаз, образует призматические, часто полисинтетические сдвойникованные зерна (0,25-2 мм). Плагиноклаз сосюритизирован в центральных частях зерен.

Клинопироксен более ксеноморфный, частично хлоритизирован. По породе развивается амфибол с плеохроизмом в коричневых тонах.

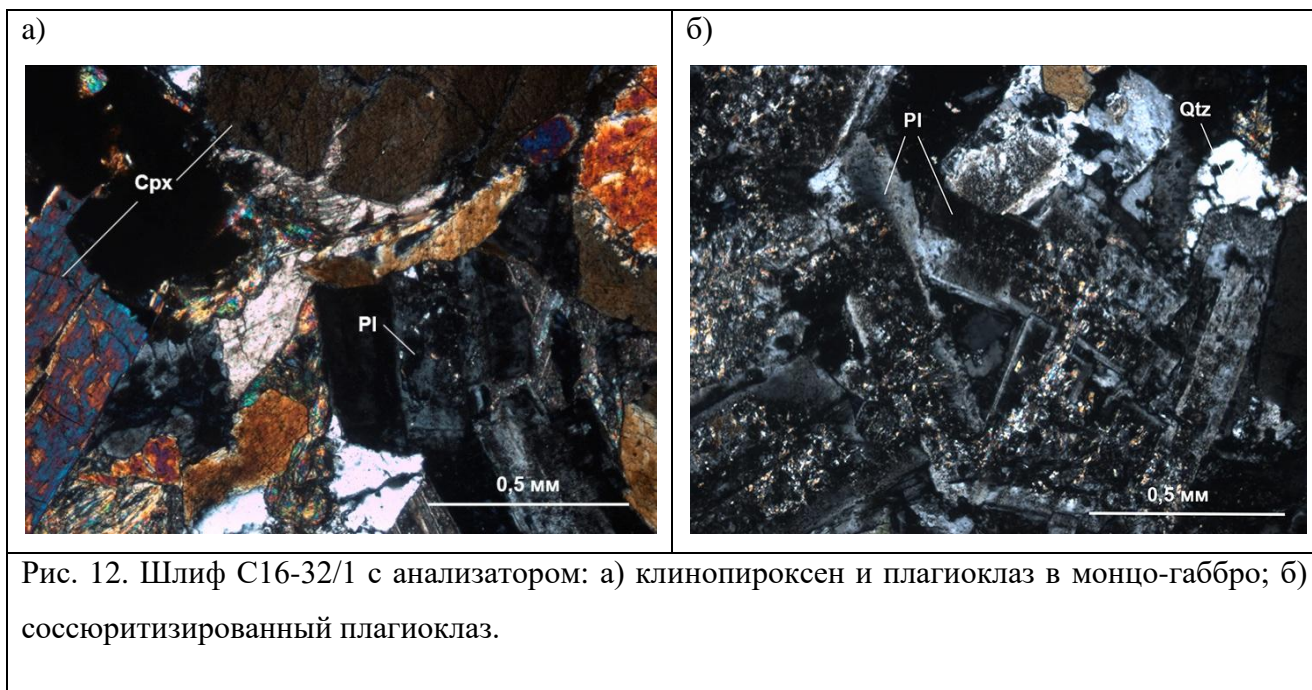
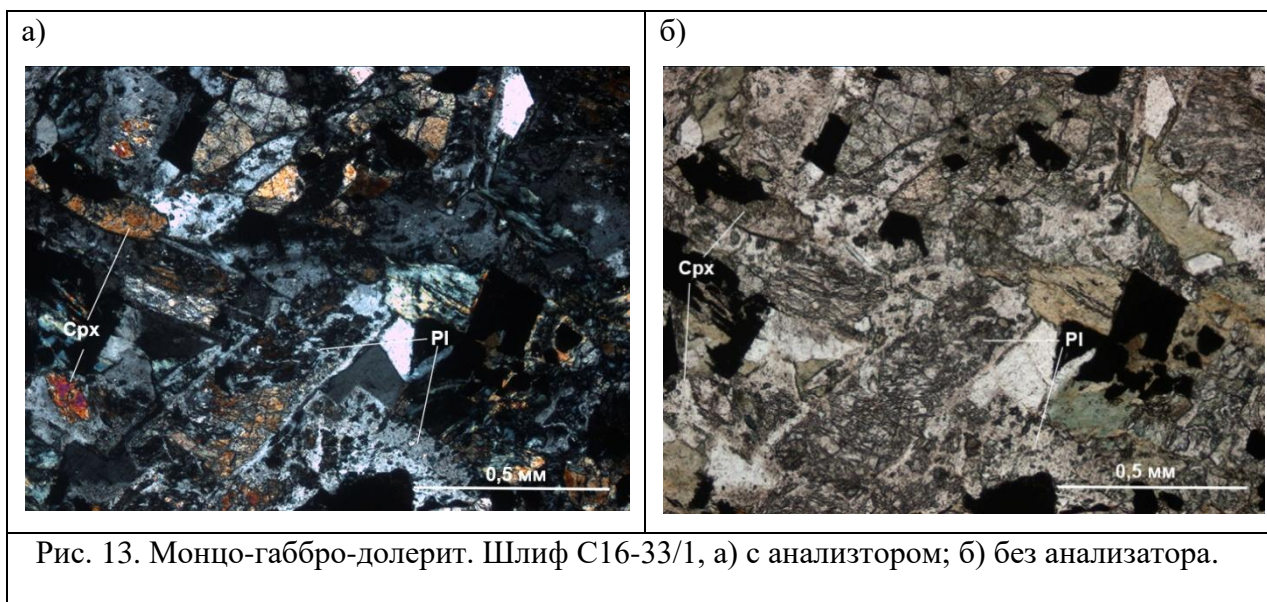


Рис. 12. Шлиф С16-32/1 с анализатором: а) клинопироксен и плагиноклаз в монцо-габбро; б) сосюритизированный плагиноклаз.

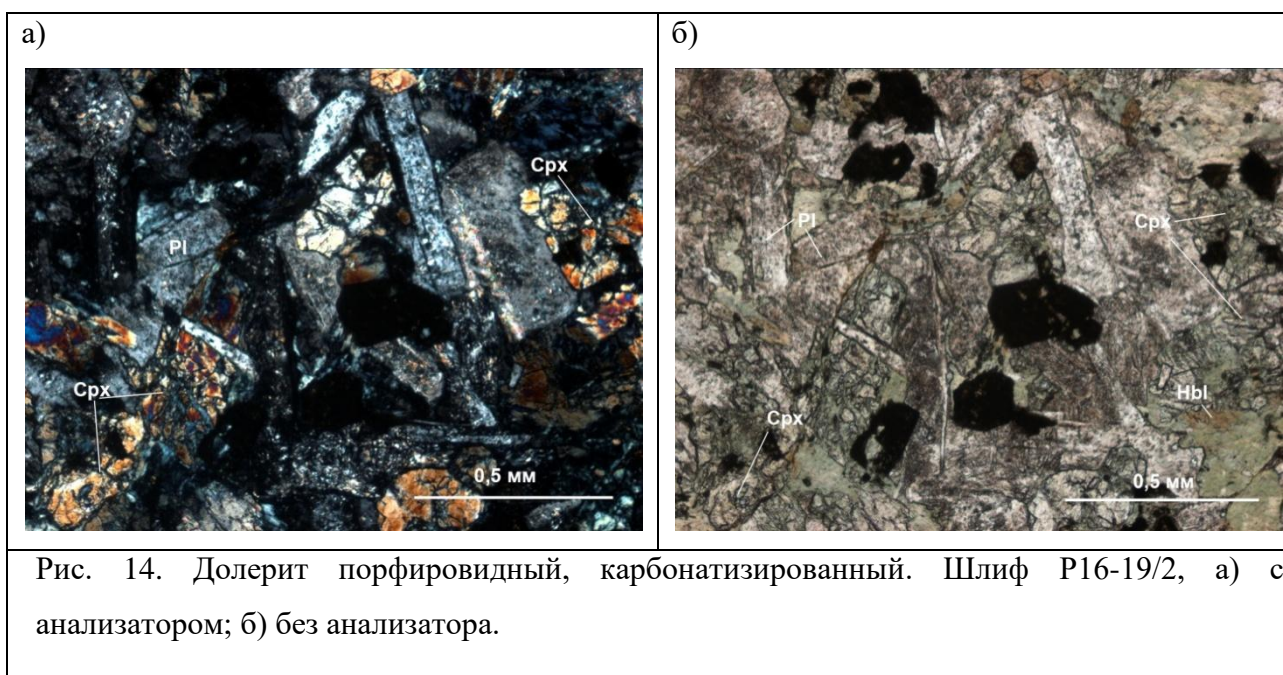
С16-33/1 – Монцо-габбро-долерит

Структура породы мелкозернистая, габбро-офитовая, монцонитовая. Минеральный состав представлен плагиноклазом – 50-55%, калиевым полевым шпатом – 5-6%, реликтами пироксена – 8%, амфиболом – 6-8%, кварцем – 4-6%. Вторичные минералы представлены сосюритом, мусковитом, хлоритом с общим содержанием 10-15%, карбонатом – 2%, единичными зернами эпидота. Акцессорные минералы – апатит – до 1% (длинные тонкие иглы), сфен. Рудные минералы достаточно мелкие (0,3 – 0,7 мм), зерна ксеноморфные размером до 1 мм – до 7 %. Карбонат образует редкие, но широкие ксеноморфные зерна. Кристаллы плагиноклаза представлены коротко и длиннопризматическими агрегатами, которые беспорядочно ориентированы. Широко проявлены вторичные изменения по плагиноклазам. По клинопироксенам активно развивается хлорит и менее развита амфиболизация.



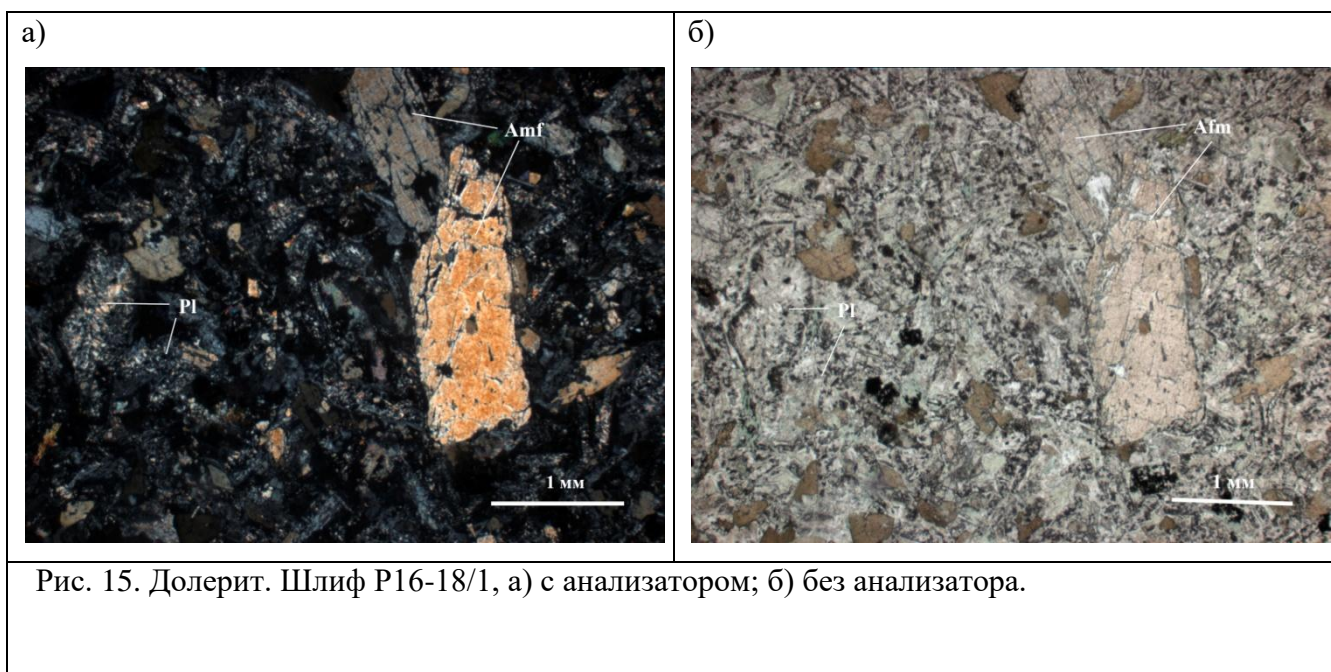
Р16-19/2 – Долерит порфировидный, карбонатизированный.

Порфировидные вкрапленники представлены плагиоклазом. Структура основной массы – долерито-офитовая. Минеральный состав основной массы: плагиоклаз – 55-60%, пироксен – 15%, рудный минерал – 10-12%, вторичные минералы представлены серицитом по плагиоклазу, хлоритом, карбонатом по пироксену, лейкоксенном. Гипидиоморфный плагиоклаз значительно серицитизирован и карбонатизирован. Ксеноморфный клинопироксен подвержен амфиболизации и хлоритизации. Порода пересечена трещинами, выполненными кальцитом.



P16-18/1 – Долерит мелкозернистый, пропилитизированный.

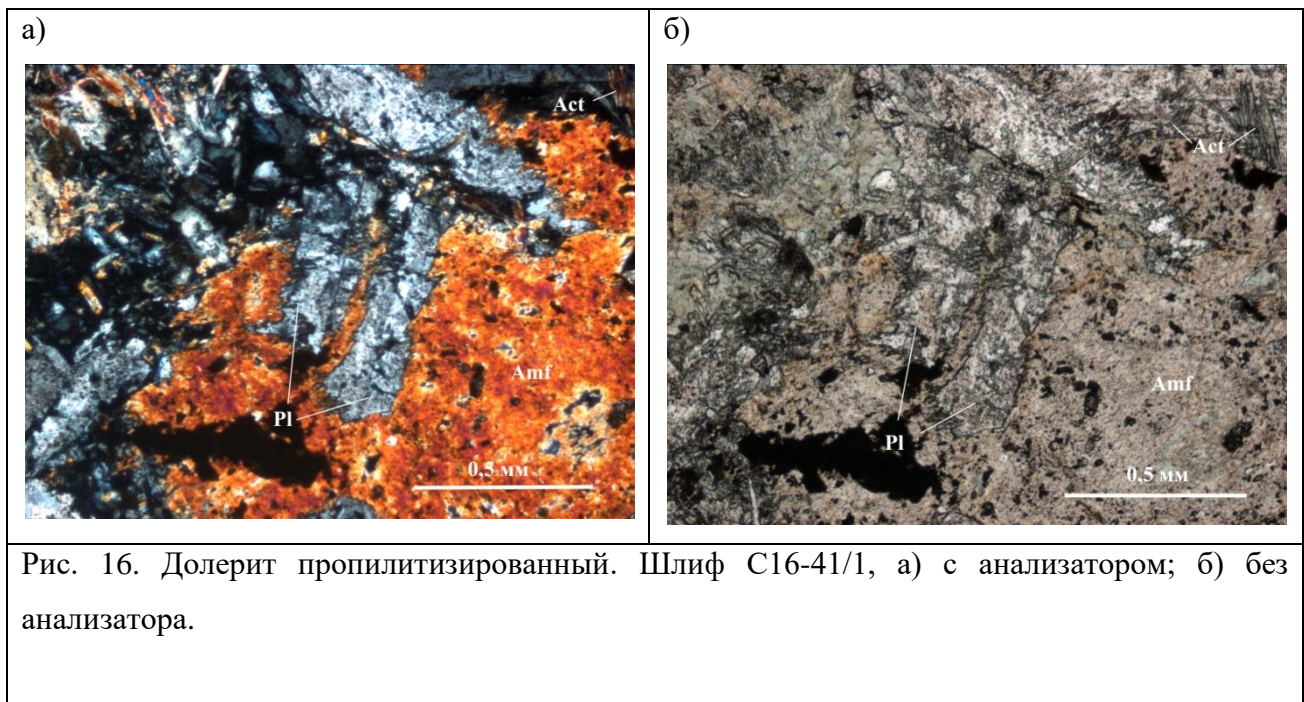
Структура порфировидная, с долеритовой основной массой. Порфировые включения представлены серицитизированным плагиоклазом (3 мм) и амфиболитизированным пироксеном (6 мм). Плагиоклазы подвержены полному проявленным вторичным изменениям: сосюритизации и серицитизации. Пироксен нацело замещен хлоритом, амфиболом (уралитом) с содержанием до 15%, эпидотом, карбонатом. Рудный минерал (3-4%) лейкоксенизирован.



Аргатасский комплекс (P1-P2)

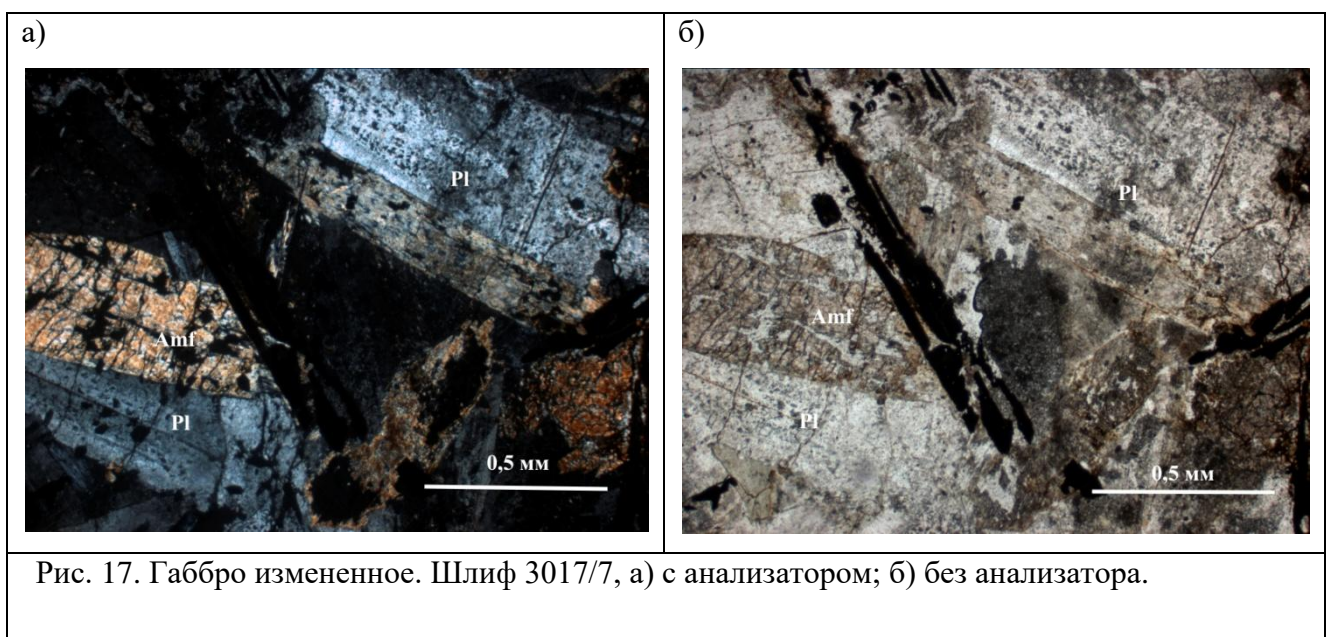
C16-41/1 – Долерит пропилитизированный

Пропилитизированный долерит. Структура реликтовая, долерито-офитовая. Гипидиоморфный плагиоклаз сильно серицитизирован, ксеноморфный пироксен замещен хлоритом, амфиболом, скоплением небольших зерен эпидота. Рудный минерал лейкоксенизирован, общее содержание не превышает 10-15%.



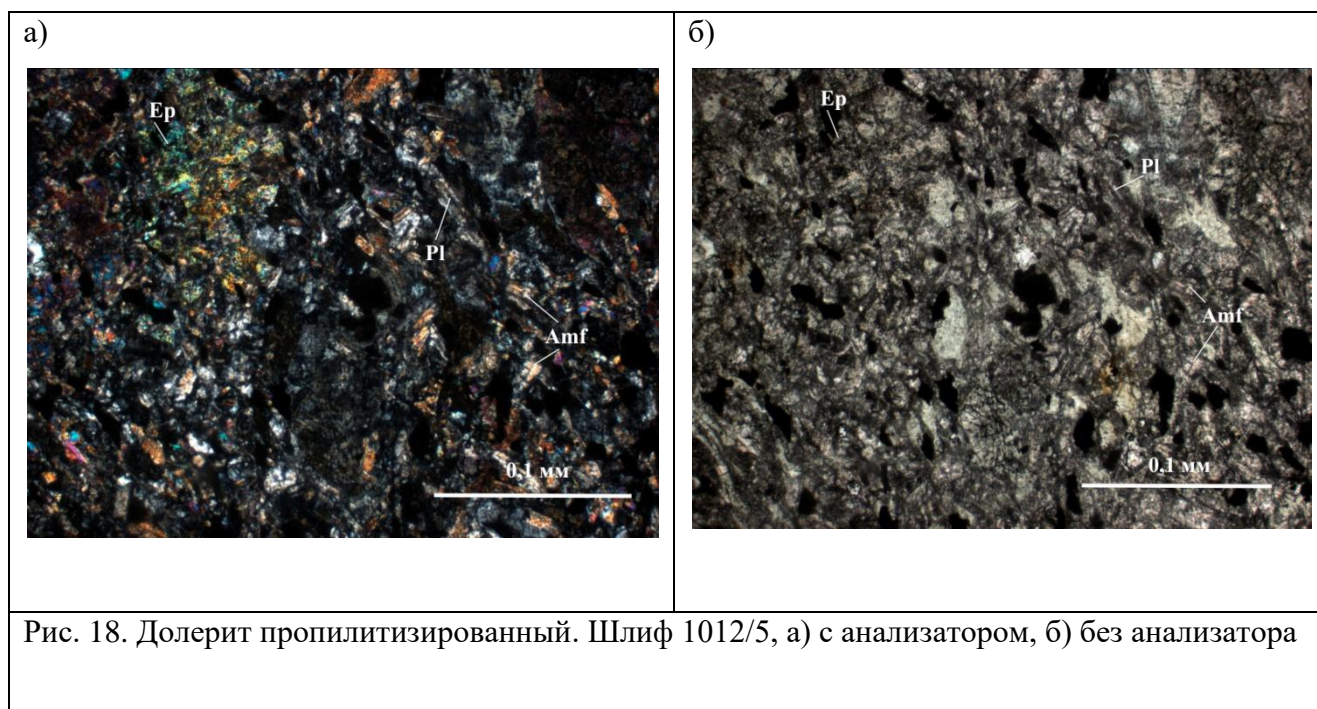
3017/7- Габбро измененное

Структура габбро-долеритовая. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин 30) – 60-65%, клинопироксен – 30-53%, лейкоксенизированный рудный минерал – 10-12%. Плагиоклаз незначительно (до 5 %) соссюритизирован (мелкие зернышки эпидота). По краевым частям клинопироксена развивается бесцветный амфибол (кумингтонит), хлорит, по трещинкам – железистый карбонат. Рудные зерна, имеющие игловидный габитус лейкоксенизируются по краям.



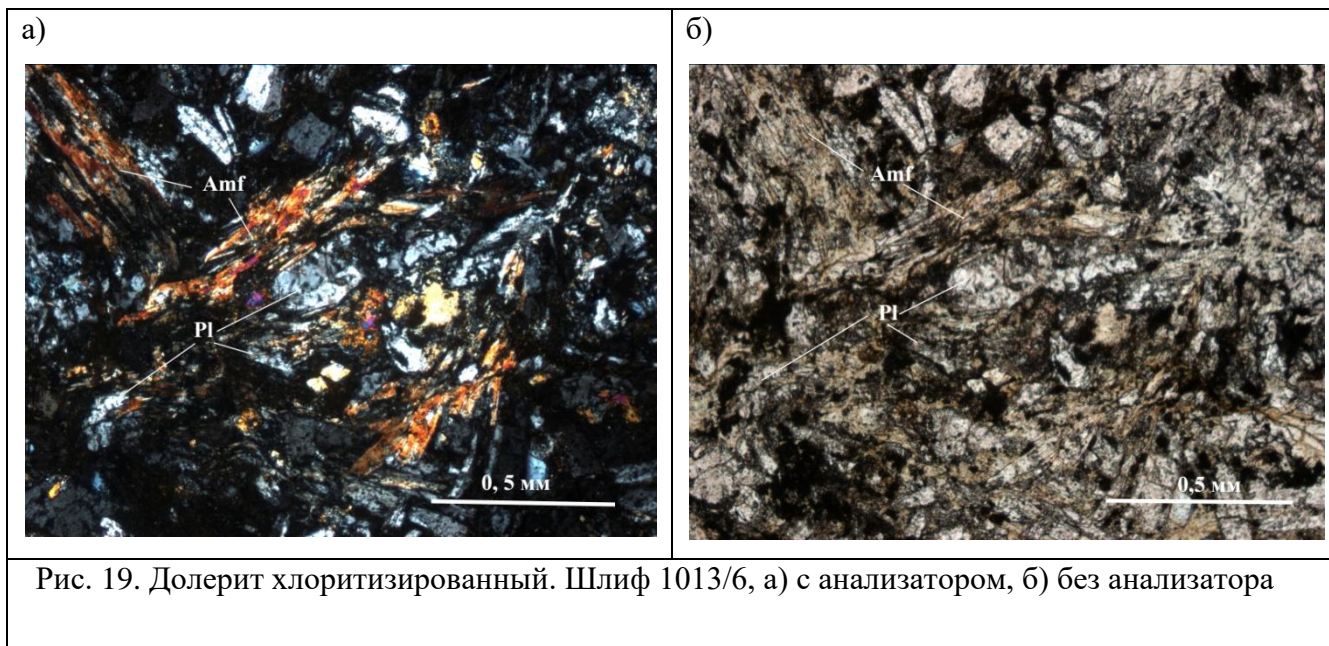
1012/5 – Долерит пропилитизированный

Структура реликтовая (узнается в псевдоморфозах), габбро-офитовая. Амфибол имеет крупные кристаллы. В подчиненном значении длиннопризматические гипидиоморфные плагиоклазы. Минералы подвержены сильным вторичным изменениям, таким как амфиболизация. Плагиоклаз значительно изменен, до 90%, наблюдается в виде псевдоморфоз, замещен альбитом, кварцем, мелкими зернами эпидота. Клинопироксен замещен хлоритом, эпидотом, амфиболом.



1013/6 – Долерит хлоритизированный.

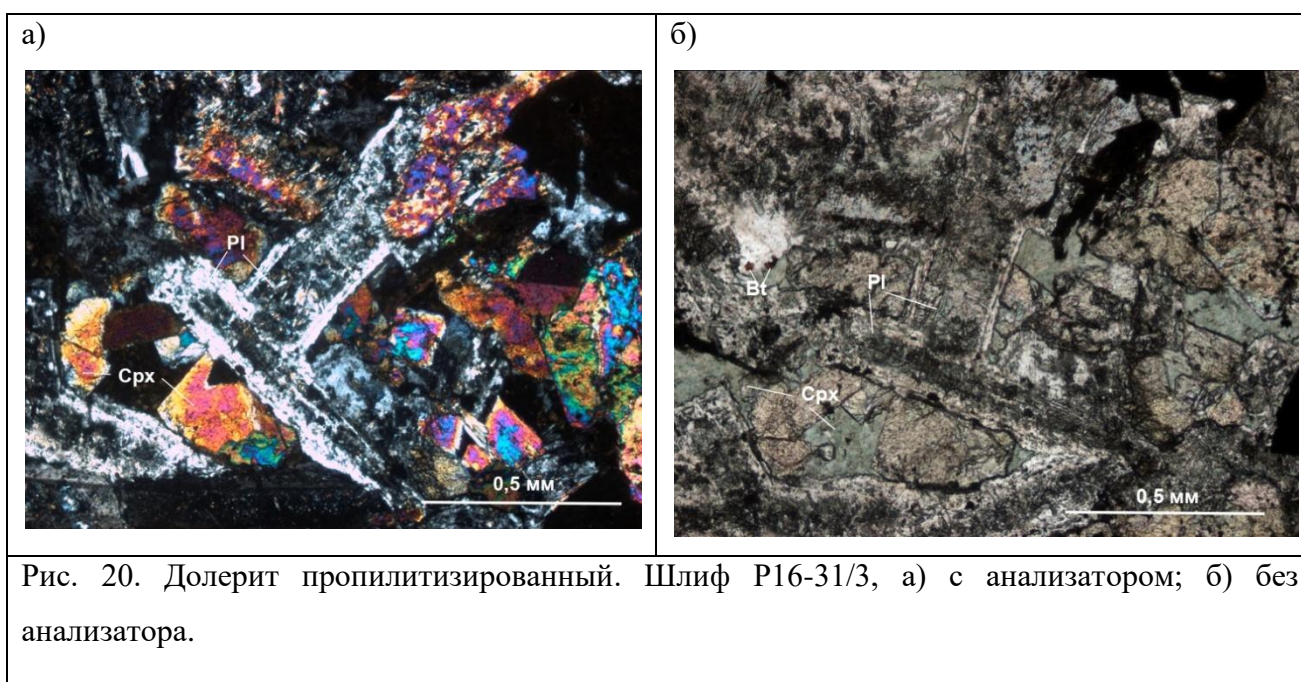
Структура долеритовая. Порода состоит из беспорядочно расположенных гипидиоморфных лейст плагиоклаза (0,1-0,5 мм), между которым в промежутках располагаются ксеноморфные зерна пироксена. Клинопироксен практически полностью замещен хлоритом, амфиболом. Ярко выражена сосюритизация плагиоклаза. Минеральный состав представлен клинопироксен – 10-15%, плагиоклаз – 40-45%, хлорит – 15%, амфибол – 15%.



Омулевский комплекс (P2)

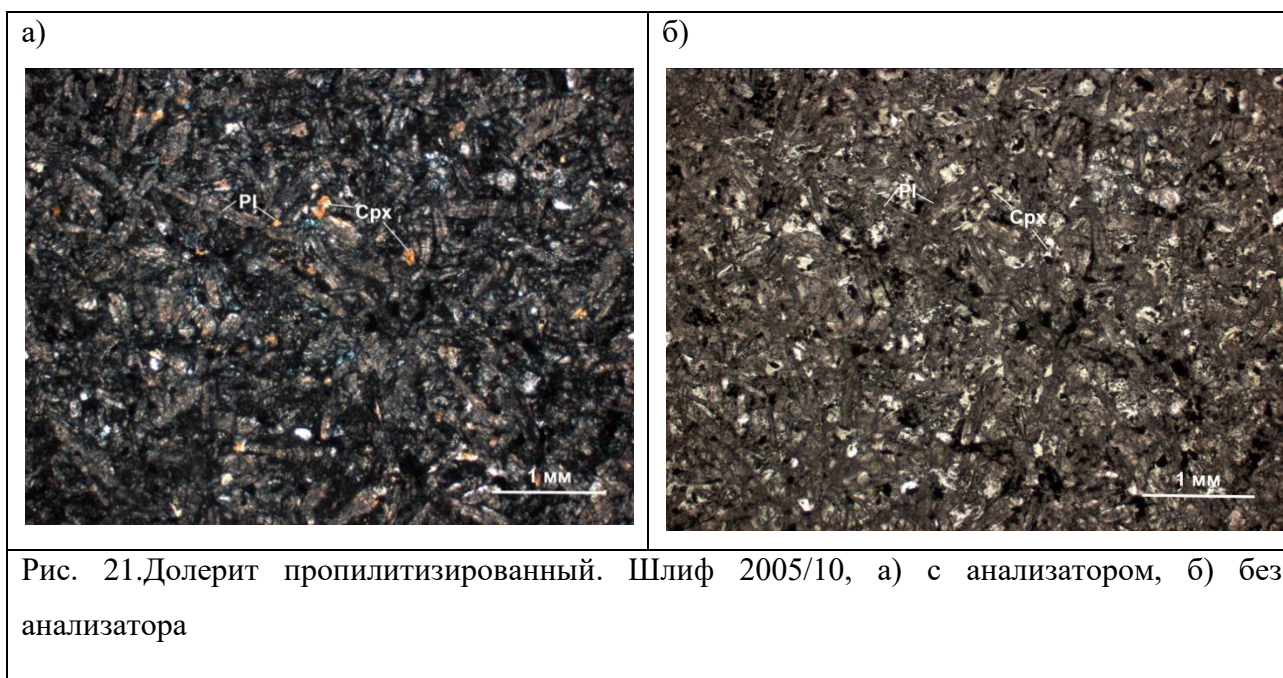
P16-31/3 - Долерит пропилитизированный.

Агрегаты плагиоклаза имеют длиннопризматическую форму, образуют многочисленные сростки. По плагиоклазам активно развита соссюритизация, альбитизация. Клинопироксен нацело замещен хлоритом, мусковитом, эпидотом. Процессы резорбции затрагивают кристаллы клинопироксена, в результате чего они имеют неоднородный и шороховатый облик. Наблюдаются немногочисленные листовидные агрегаты биотита.



2005/10 – Долерит пропилитизированный

Структура реликтовая долеритовая, мелкозернистая. Плагиоклаз нацело сосюритизирован, карбонатизирован. Его зерна разноориетированы, размер не превышает 0,3-0,4 мм. Содержание плагиоклаза от всего объема породы 60-65%. Ксеноморфные агрегаты клинопироксена (до 0,1 мм) сильно хлоритизированы. Наблюдается до 2% ксеноморфных зерен вторичного кварца. Рудный минерал – лейкоксенизированный и гематитизированный – 12-13%.



2007/3 – Долерит

Структура реликтовая долеритовая. Порода состоит из плагиоклазов двух форм: ксеноморфные зерна в основной массе размером до 0,3 мм и гипидиоморфные длиннопризматические агрегаты до 0,4 мм в поперечном сечении. Большое содержание клинопироксенов, однако, они все замещены амфиболами, такими как обыкновенная роговая обманка, актинолит.

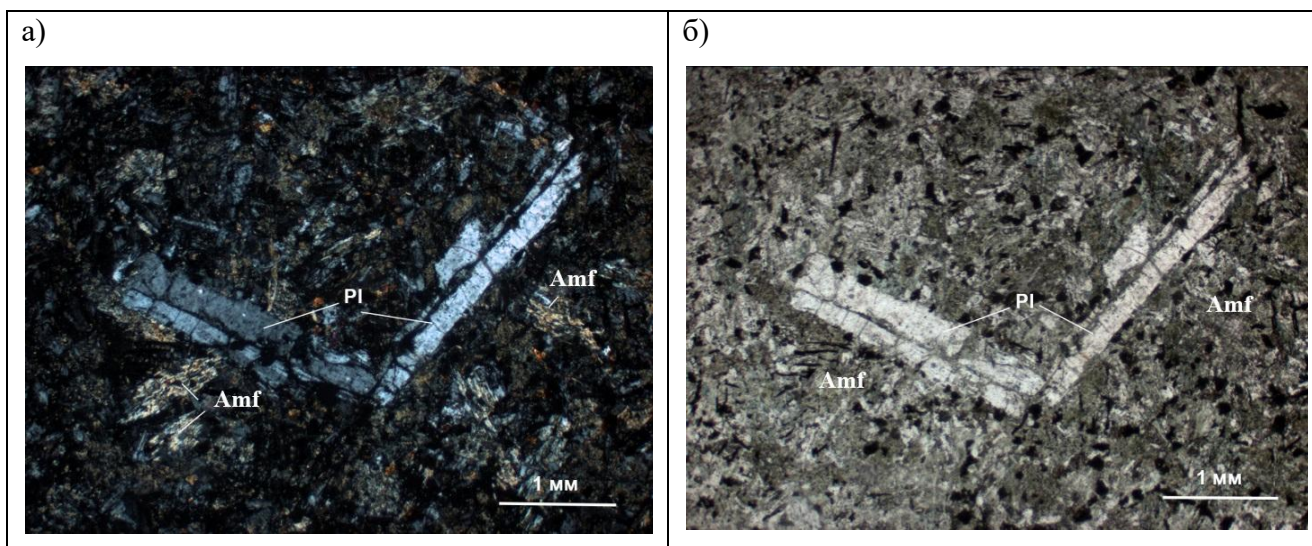


Рис. 22. Долерит. Шлиф 2007/3, а) с анализатором; б) без анализатора.

1000/9 – Долерит пропилитизированный

Структура реликтовая долеритовая. Плагиоклаз образует гипидиоморфные длиннопризматические, реже таблитчатые агрегаты (40-45%), беспорядочно расположенные. Зерна клинопироксенов ксеноморфные (25-30%), сильно замещены амфиболом (актинолит), реже хлоритом. Плагиоклаз серицитизирован и карбонатизирован. По нему развивается эпидот.

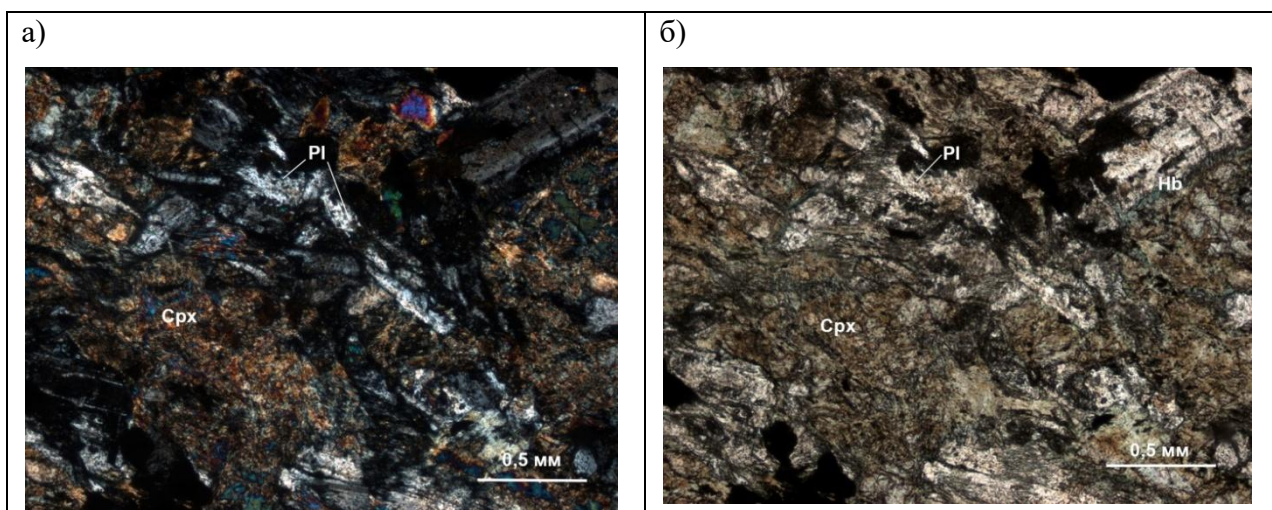
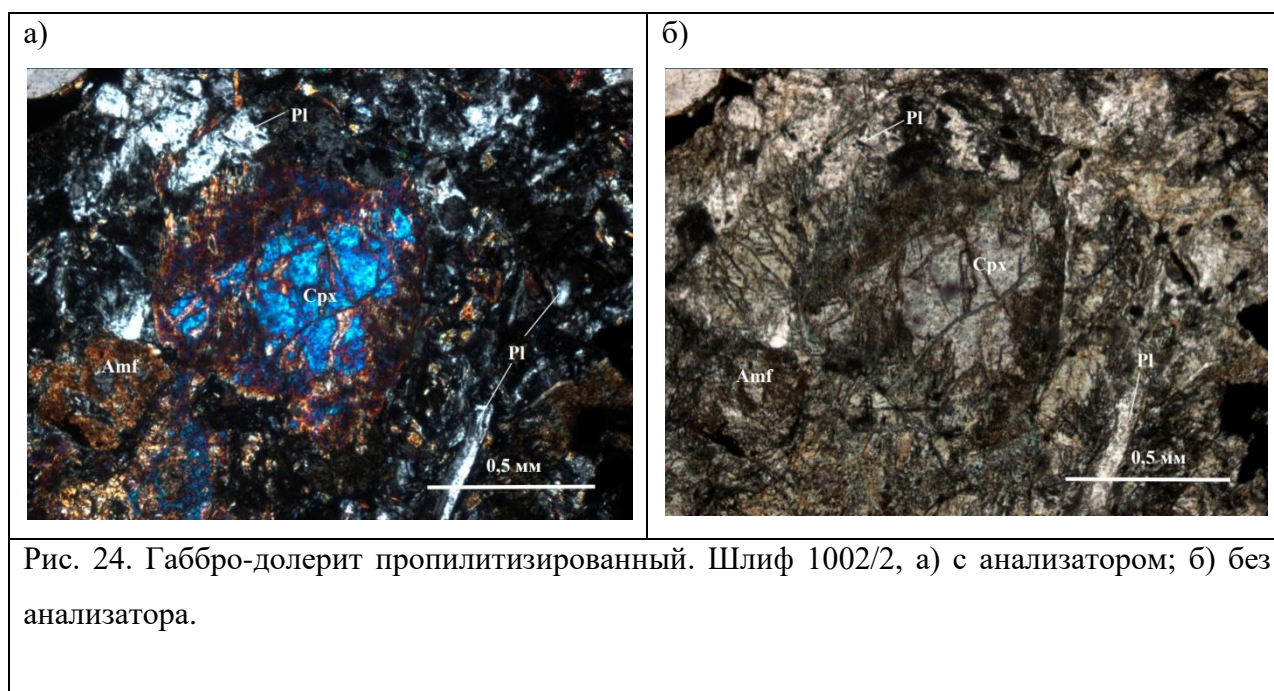


Рис. 23. Долерит пропилитизированный. Шлиф 1000/9, а) с анализатором; б) без анализатора.

1002/2 – Габбро-долерит пропилитизированный

Структура порфировидная, с долеритовой основной массой. Плагиоклаз представлен беспорядочно расположенными ксеноморфными агрегатами. Сильно серицитизирован. Клинопироксен замещается амфиболом. Минеральный состав основной массы: плагиоклаз – 40-45%, пироксен – 15-20%, амфибол – 15%, рудный минерал – 10%, вторичные минералы – серицит по плагиоклазу, амфибол по пироксену.



Булкутский комплекс (Оз)

20/2 – Долерит пропилитизированный.

Структура породы порфировидная. Порфировые вкрапленники представлены сосюритизированным плагиоклазом и хлоритизированным и эпидотизированным пироксеном размерами 2-3 мм. Основная масса породы имеет реликтовую долеритовую структуру. Плагиоклаз основной массы (55-65%) практически нацело, особенно в центральных частях зерен, сосюритизирован. По нему развиваются крупные зерна эпидота. Краевые части плагиоказов альбитизированы. В интерстиционном пространстве размещается вторичный кварц (5-6%). Пироксены основной массы (15-20%) нацело хлоритизированы, замещены коричнево-зеленым вторичным биотитом, эпидотом. Рудный минерал (8-10%) представлен мелкими (0,4-0,6 мм) ксеноморфными зернами, размещенными равномерно в породе. В качестве акцессорных минералов – апатит.

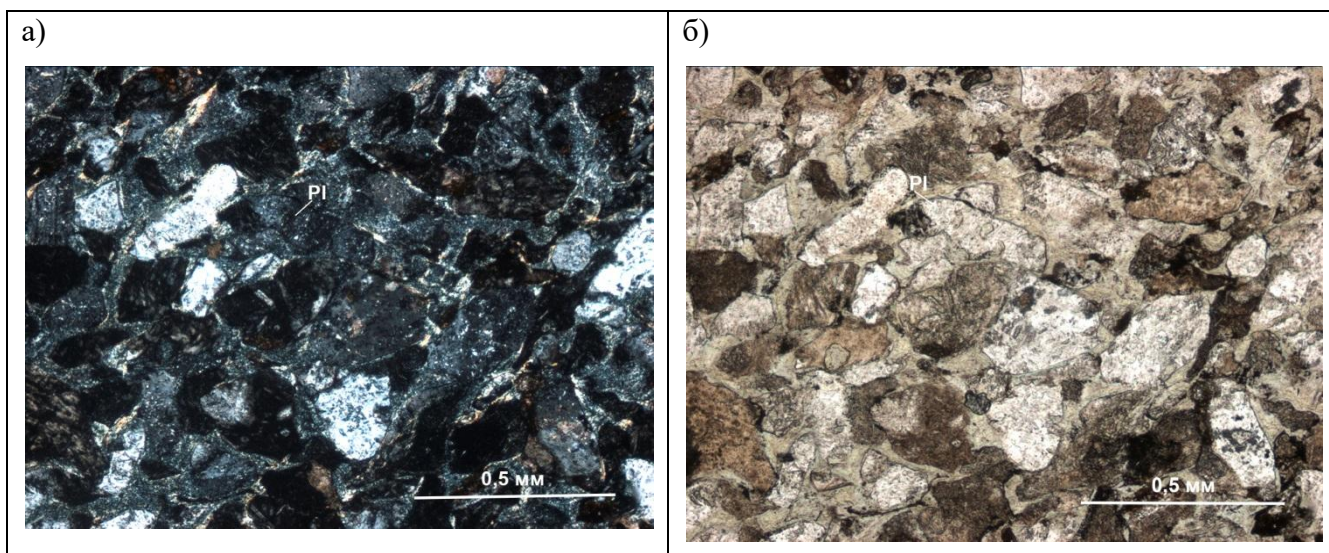
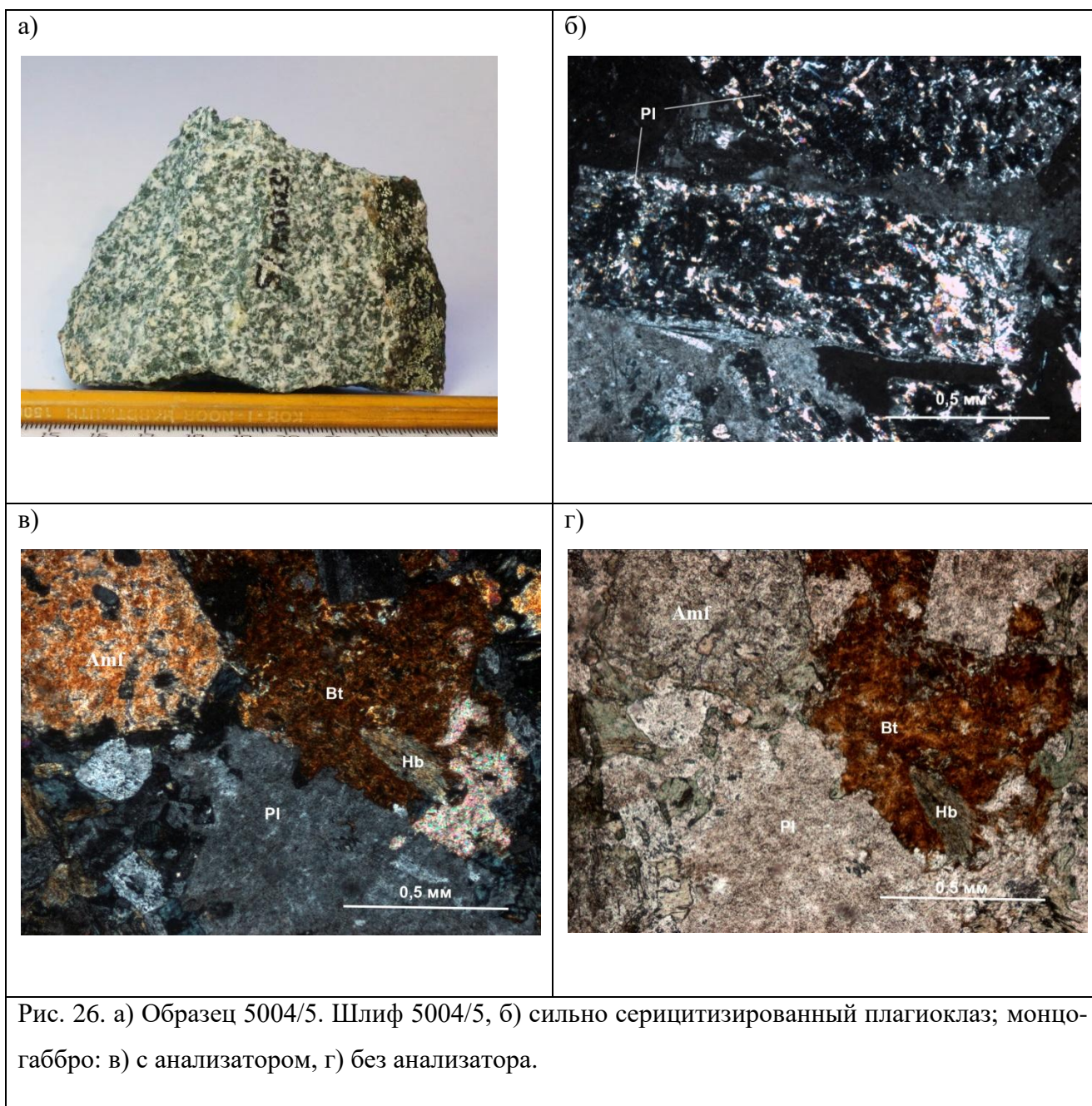


Рис. 25. Долерит измененный. Шлиф 20/2, а) с анализатором; б) без анализатора

5004/5 – Монцо-габбро

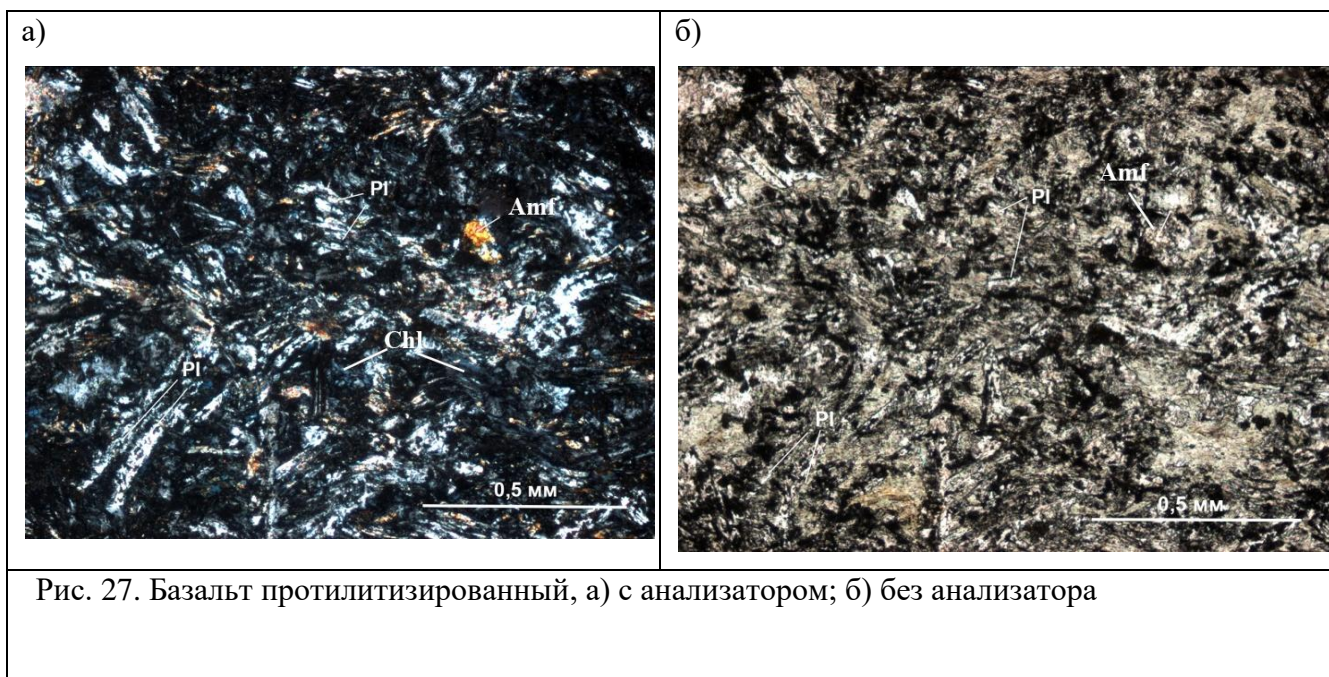
Структура среднезернистая монцонитовая, габбро-офитовая. Структура выражена в развитии широких зерен ортоклаза, пойкилитически включающих лейсты плагиоклаза. Лейсты плагиоклаза имеют большие размеры, поэтому участками порода имеет габбро-офитовую структуру, при которой лейсты хаотически пересекаются, а ортоклаз выполняет интерстиционное пространство между ними. Пироксен образует идиоморфные крупные (2-3 мм) зерна. Минеральный состав: плагиоклаз – 35-40%, ортоклаз – 10-15%, пироксен – 10-12%, биотит – 5-8%. Плагиоклаз значительно (на 90%) замещен хорошо различимыми зернами цоизита, чешуйками серицита, хлорита. Ортоклаз несущественно пеллитизирован и альбитизирован (наблюдаются мелкие пертиты), по нему также развиваются пластинки карбоната. По пироксену развиваются вторичный биотит двух генераций – зеленый и тонкочешуйчатый коричневый, хлорит, крупные зерна эпидота, амфибол. Биотит хлоритизируется, замещается зернами эпидота. Акцессорные минералы – апатит, который образует крупные (0,3-0,4 мм) бочковидные зерна.



Верхнесахарымнанский комплекс (СЗ-Р1)

3010/6 – Базальт протилитизированный

Структура породы реликтовая порфировая, микродолеритовая. Минеральный состав: первичные минералы – плагиоклаз и пироксен, которые нацело изменены. Плагиоклаз альбитизирован, пироксен хлоритизирован, карбонатизирован, амфиболитизирован. Порода насыщена тонкими (0,1-0,3 мм) лейкоксенизированными зернами рудного минерала (до 15%).



2.2. Петрохимические диаграммы

По результатам полученных геохимических данных на классификационную диаграмму TAS для плутонических пород (Рис. 28) были нанесены точки составов пород. Как показывает диаграмма, породы гипабиссальных комплексов попадают в различные поля. Больше всего точек концентрируется в поле монцо-габбро, а также с меньшим содержанием в полях габбро.

Однако стоит отметить, что наиболее точные результаты с помощью диаграммы TAS можно получить, если использовать относительно малоизмененные вулканы, поскольку при вторичных изменениях нередко происходит обогащение или обеднение щелочами вулканических пород. (Скляр, 2001). Поскольку аргатаский, правоналучинский, булгутский комплексы подвержены сильным вторичным изменениям, то небольшая концентрация точек в полях монцо-габбро-диориты и монцо-диориты, может указывать на погрешность при применении диаграммы TAS для вторично-измененных пород.

Используя диаграмму отношения Th/Yb-Ta/Yb , можно отметить, что точки составов отчетливо обособляются и попадают в 3 поля (Рис. 30), которые соответствуют омулевскому, аргатасскому и правоналучинскому комплексам.

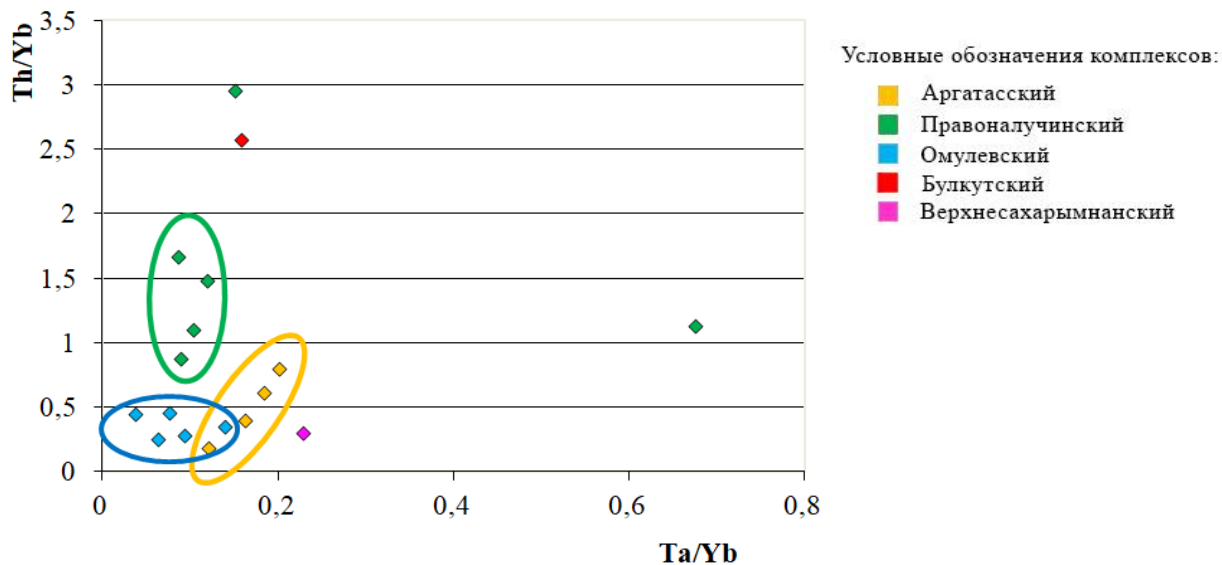


Рис. 30. Диаграмма зависимостей отношений $\text{Th/Yb} - \text{Ta/Yb}$.

При первичном плавлении субстрата содержание La больше, чем в последующем за счет больших объемов выплавившегося расплава, поэтому с увеличением степени плавления и последующей фракционной кристаллизацией содержание тяжелых РЗЭ растет (Лебедева, 2012). На диаграмме зависимостей отношений $\text{La/Yb} - \text{La}$ проиллюстрировано (Рис. 31), что долериты аргатасского и омулевского комплексов образованы при больших степенях плавления, чем долериты правоналучинского комплекса.

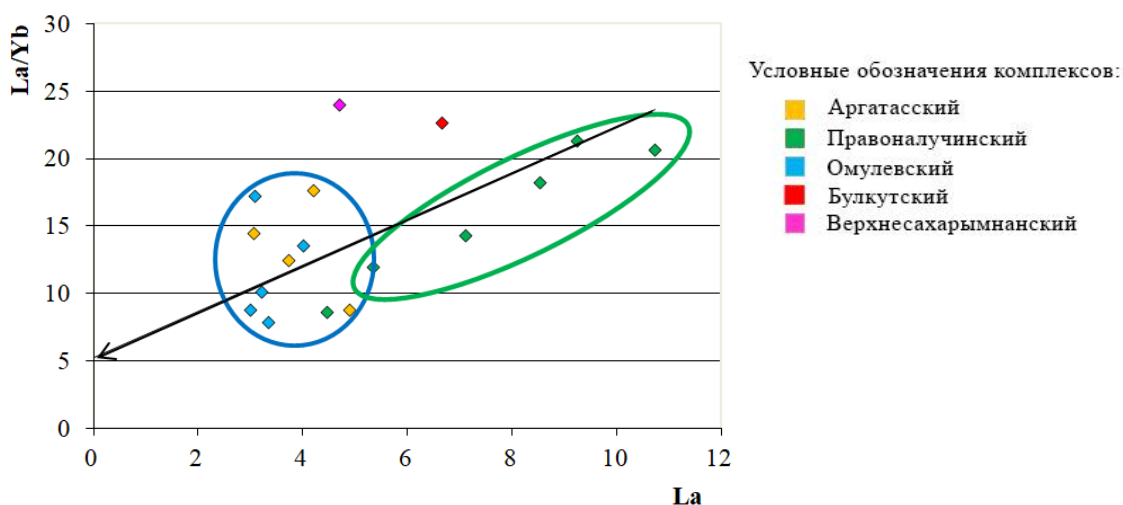


Рис. 31. Диаграмма зависимостей отношений $\text{La/Yb} - \text{La}$.

Диаграмма в координатах Zr-Y показывает однонаправленный тренд, что говорит о сходстве субстрата, который подвергался плавлению (Рис. 32). Таким образом, омулевский и правоналучинский комплексы явно схожи по заданному параметру.

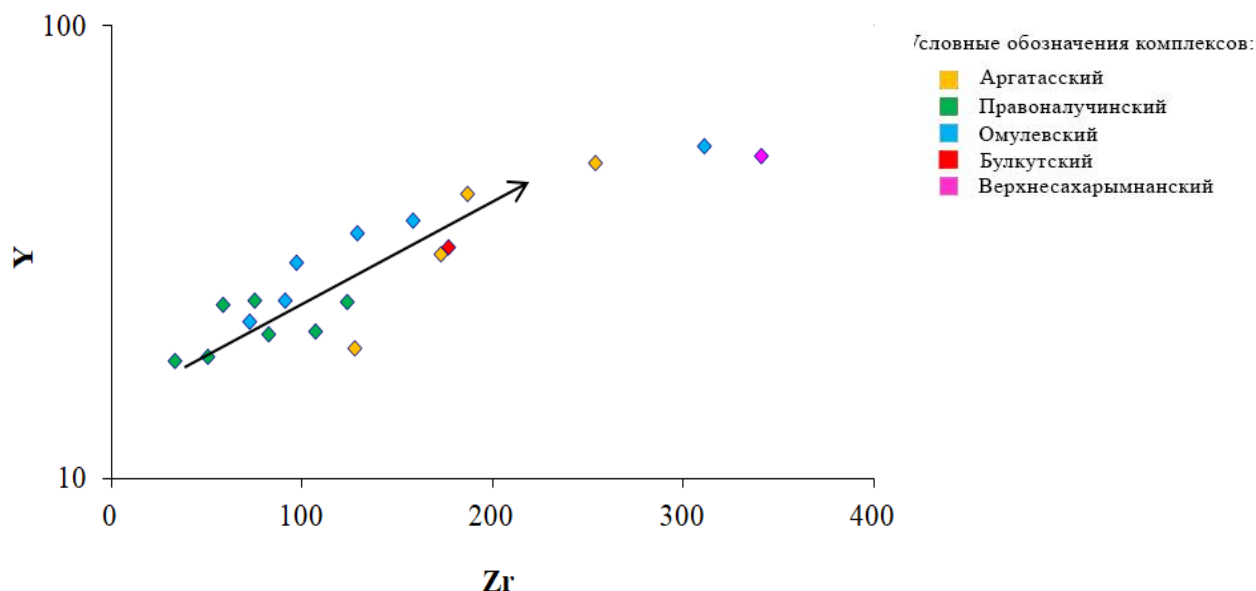


Рис. 32. Диаграмма зависимостей отношений Y-Zr.

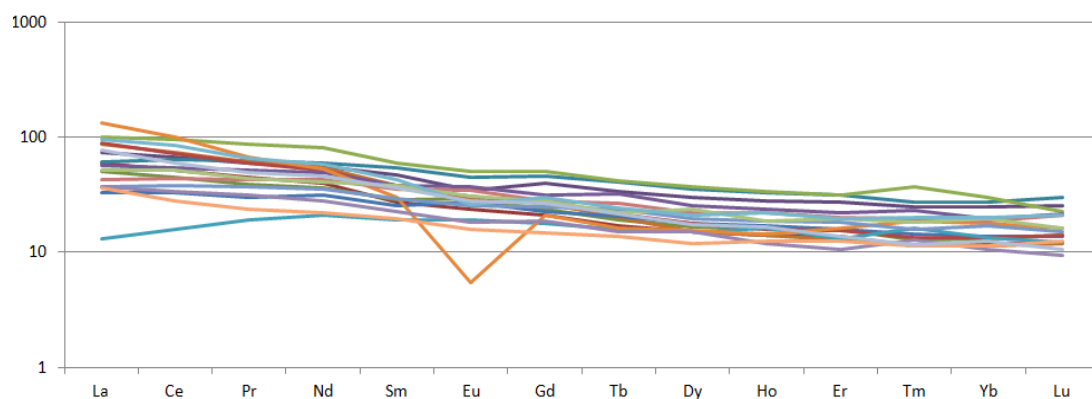


Рис. 33. График распределения РЗЭ, нормированный по хондриту

Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, для исследуемых образцов долерита имеют субпараллельные графики (Рис. 33), с некоторым обогащением пород легкими лантаноидами и относительно более равномерным распределением средних и тяжелых РЗЭ. В образце 2007/3, относимый к омулевскому комплексу, фиксируется отрицательная Eu аномалия, указывающая на то, что в результате процессов фракционной кристаллизации плагиоклаз остался в источнике.

3. Рудная минерализация

При написании данной главы были приняты следующие сокращения: Py – пирит, Mgt – магнетит, Csp – халькопирит, Ptm – ильменит, Po – пирротин, Tit – титанит, Cob – кобальтин.

Омулевский комплекс

Рудная минерализация представлена мелко-среднезернистой сульфидной вкрапленностью и магнетитом. Магнетит ($(\text{Fe}_{3,3}\text{Ti}_{0,02})_{3,32}\text{O}_4$) является самым ранним минералом, поскольку формирует среднезернистые агрегаты гипидиоморфного облика с отчётливыми границами. В аншлифах имеет неравномерное распределение. Магнетит подвержен вторичным изменениям, вероятно, лейкоксенизирован. В результате резорбции в магнетите образуются ксеноморфные мелкозернистые зерна пирита (Рис 34). Пирит ($(\text{Fe}_{0,9}\text{Au}_{0,02})_{0,92}\text{S}_2$) встречается только во включениях в магнетите, распространен крайне неравномерно. Пирротин ($\text{Fe}_{6,9}\text{S}_8$) представлен мелкозернистыми агрегатами ксеноморфного облика, которые нередко образуют срастания с халькопиритом. В аншлифах имеет крайне неравномерное распределение и редкое распространение. Скорее всего, самым поздним минералом является ксеноморфный халькопирит ($(\text{Fe}_{0,9}\text{V}_{0,01})_{0,91}\text{Ti}_{1,0}\text{O}_3$), который образует срастания и развивается по периферии зерен пирротина (Рис.35). Таким образом, намечается следующая последовательность минералообразования: **Mgt – Py – Po – Csp**.

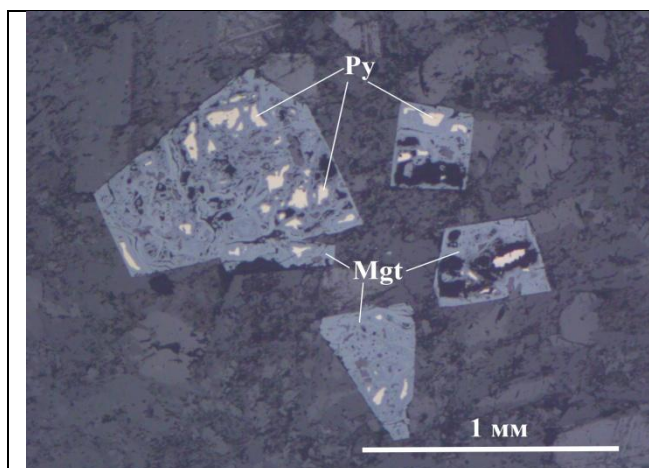


Рис. 34 Фотография аншлифа Р16-31/3. Ксеноморфные вкрапленники пирита в гипидиоморфном магнетите.

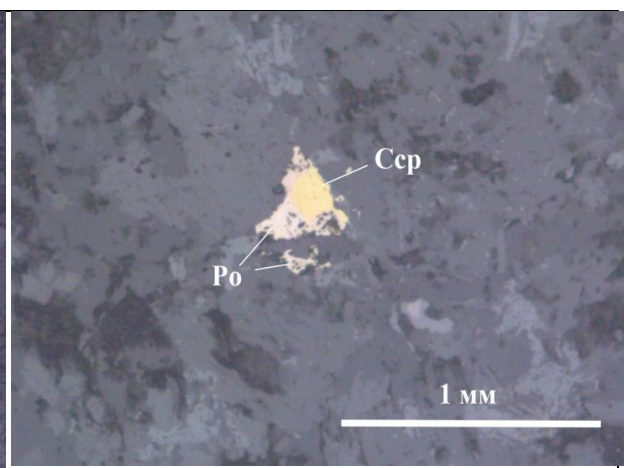


Рис. 35. Фотография аншлифа 4/5. Срастания сульфидов пирротин-халькопиритового состава.

Аргатасский комплекс

Наиболее ранним минералом является пирротин ($\text{Fe}_{6,9}\text{S}_8$). Он представляет собой средне-крупнозернистые агрегаты ксеноморфного облика. Пирротин характеризуется неровными границами зерен и трещиноватостью, что может быть вызвано постмагматическими изменениями. Пирротин встречается в сростаниях с халькопиритом (Рис. 36), а также в виде одиночных зерен в силикатах вмещающих пород (Рис. 37). Халькопирит ($\text{Cu}_{0,9}(\text{Fe}_{1,1}\text{Zn}_{0,1}\text{Pt}_{0,03})_{1,23}\text{S}_2$) формирует мелко-среднезернистые агрегаты, которые нередко развиваются по пирротину. Помимо этого, он встречается в виде одиночной тонкой, неравномерно распределенной, вкрапленности. Ильменит ($\text{Fe}_{0,9}\text{Ti}_{1,0}\text{O}_3$) представлен ксеноморфными и гипидиоморфными агрегатами, которые равномерно распределены по площади аншлифов (Рис. 39). Границы минерала отчетливые. Наиболее поздним минералом является титанит ($\text{Ca}_{1,1}\text{Ti}_{1,0}\text{Si}_{1,2}\text{O}_5$), который развивается по ильмениту в виде тонкой каймы (Рис. 38). Из чего намечается последовательность минералообразования: **Рo – Сср – Пm – Tit.**

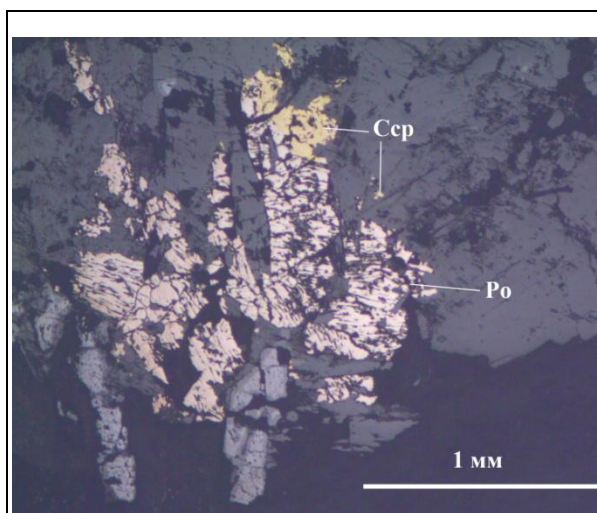


Рис. 36. Фотография аншлифа 3017/7. Ксеноморфные сростания халькопирита и пирротина.

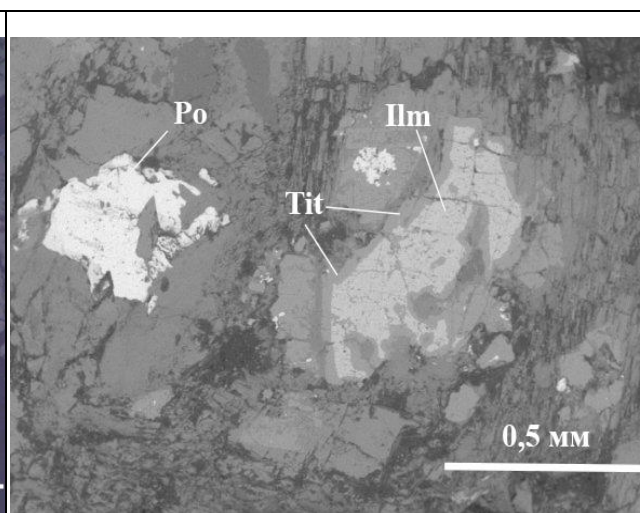
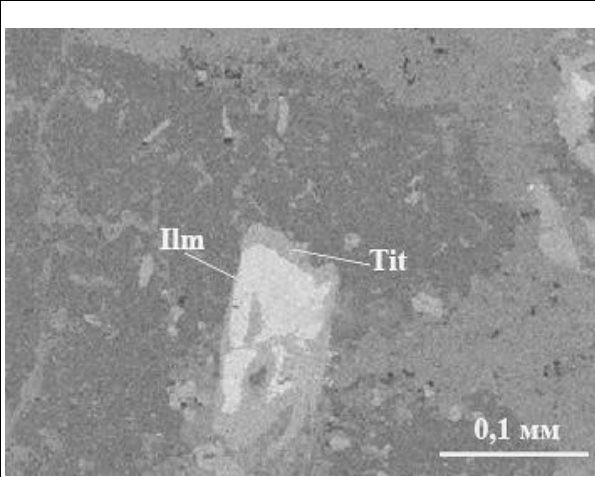
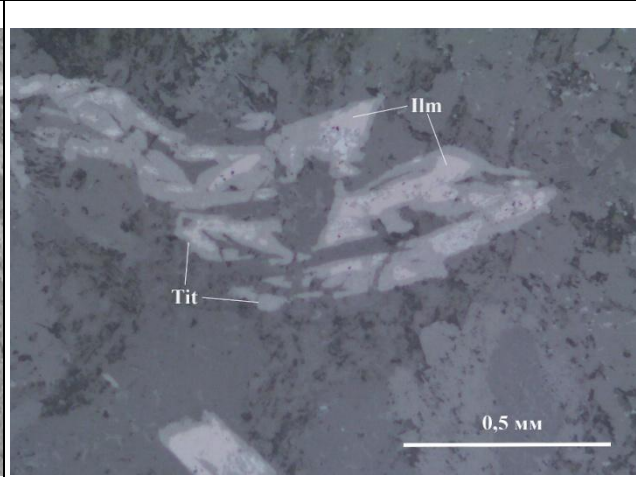


Рис. 37. Пирротин и ильменит с каймой из титанита. Rem фото аншлифа 3017/7.

	
<p>Рис. 38. Отдельное деформированное зерно ильменита с каймой титанита. Rem фото аншлифа 1012/5.</p>	<p>Рис. 39. Фотография аншлифа 1012/5. Срастания ильменита и титанита.</p>

Правоналучинский комплекс

По результатам минераграфического и электронномикроскопического изучения установлено, что рудная минерализация в данном комплексе представлена двумя основными морфоструктурными типами:

1. Первый тип представлен вкрапленностью в основном средне-мелкозернистой, неравномерно распределенной в объеме породы, в виде ксеноморфных зерен, диаметром до 1-2 миллиметров.

Крупные вкрапленники имеют ксеноморфную форму, более мелкие в виде срастаний. Среди сульфидов наиболее распространен пирротин ($\text{Fe}_{6,8}\text{S}_8$). Он встречается в ассоциации с халькопиритом ($(\text{Cu}_{0,9}\text{Zn}_{0,1})_{1,0}\text{Fe}_{1,1}\text{S}_2$), пиритом ($(\text{Fe}_{1,0}\text{Au}_{0,02})_{1,02}\text{S}_2$), магнетитом ($(\text{Fe}_{3,3}\text{Ti}_{0,02})_{3,32}\text{O}_4$), ильменитом ($(\text{Fe}_{0,9}\text{V}_{0,01})_{0,91}\text{Ti}_{1,0}\text{O}_3$).

Пирротин является наиболее ранним минералом. Он образует отдельные ксеноморфные зёрна, деформирован в результате наложенных вторичных изменений породообразующих минералов (амфиболизация, сосюритизация). Отмечается незакономерная трещиноватость. Пирит является вторым по распространённости минералом, он слагает преимущественно ксеноморфные и гипидиоморфные кристаллы размером до 0,5 миллиметров. Пирит формирует вместе с ксеноморфным магнетитом сложные псевдодендритовидные срастания в силикатах вмещающих пород (Рис. 40).

Пирит распределен крайне неравномерно. Контакты с рудными минералами волнистые и неровные. Халькопирит формирует отдельные зерна (до 0,2 мм) и встречается в виде

мелкозернистой вкрапленности в силикатах вмещающих пород (Рис 40). Титанит встречается в виде среднезернистых ксеноморфных агрегатов, которые нередко образуют сростания с пиритом (Рис 40).

2. Второй структурный тип представлен прожилками по трещинам и межзерновому пространству породообразующих минералов, размером до 0,5 мм. Основными рудными минералами в данном типе являются ильменит и магнетит.

Ильменит ($(\text{Fe}_{0,9}\text{V}_{0,01})_{0,91}\text{Ti}_{1,0}\text{O}_3$) развивается по просечкам в ксеноморфном пирротине, по системе трещин в титаните, а также в силикатах вмещающих пород (Рис. 43).

Магнетит ($(\text{Fe}_{3,1}\text{Ti}_{0,01})_{3,11}\text{O}_4$) представлен в виде тонкой каймы по пириту (Рис. 41). Имеет неравномерное распределение по площади аншлифов.

Рудные минералы сопровождаются вторичных изменений породообразующих минералов (амфиболизация, ссоосюритизация). Эти изменения накладывают постмагматические деформации на магнетит и ильменит (Рис. 42).

По результатам исследования рудной минерализации данного комплекса можно выделить следующую последовательность минералообразования: **Po – Py – Ccp – Mgt – Ilm – Tit.**

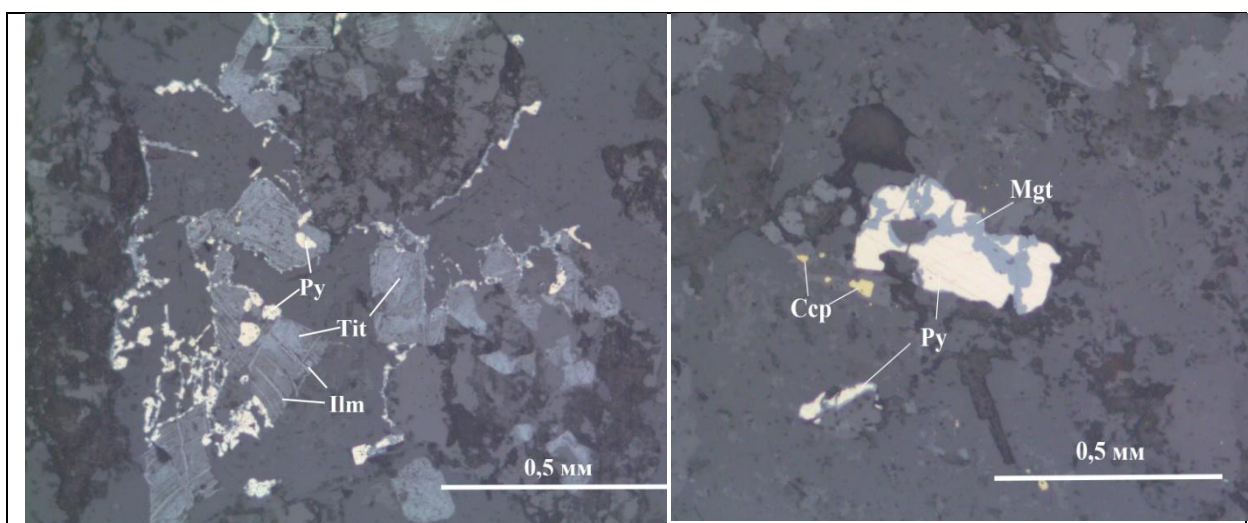


Рис. 40. Фотография аншлифа С16-33/1. Дендритовидные сростания пирита и магнетита в титаните.

Рис. 41 Фотография аншлифа Р16-18/1. Кайма магнетита по пириту и отдельные зёрна халькопирита.

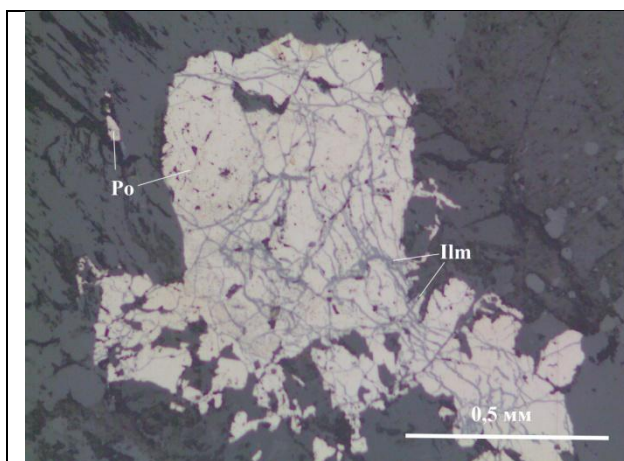


Рис. 42. Фотография аншлифа C16-32/1. Ильменит, развивающийся по системе трещин в пирротине.

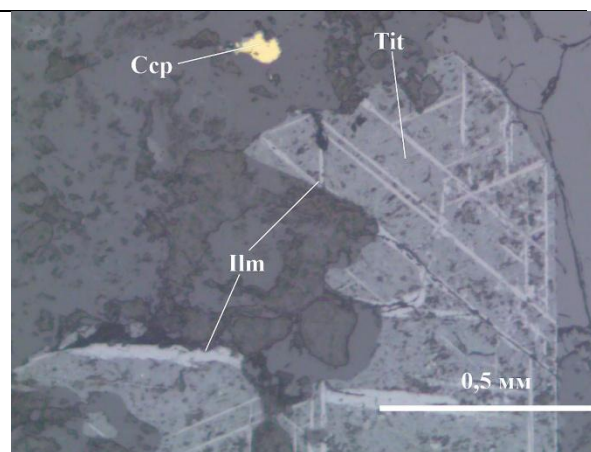


Рис. 43. Фотография аншлифа 3023/2. Ламелии ильменита в титаните.

Верхнесахарымнанский комплекс

В данном комплексе наиболее ранним минералом является гипидиоморфный кобальтин ($\text{Co}_{0,8}(\text{As}_{0,8}\text{Fe}_{0,1})_{0,9}\text{S}_1$) размером до 0,01 мм, встречающийся только в силикатах вмещающих пород (Рис.45). Имеет отчетливые границы и неравномерное распределение.

Пирротин представлен средне-крупнозернистыми ксеноморфными агрегатами размером до 2 мм, а также тонкой вкрапленностью. Границы минеральных зёрен неровные. Распространен по площади аншлифа крайне неравномерно. Пирротин имеет систему трещиноватости, по которой развивается магнетит (Рис. 44).

Халькопирит встречается в виде редких ксеноморфных агрегатов с сильной трещиноватостью. В прожилках по трещиноватости развивается магнетит (Рис. 46).

Ильменит наблюдается в виде тонкой вкрапленности в титаните, которая распределена крайне неравномерно. Зерна ильменита имеют ксеноморфный облик с нечеткими границами.

Наиболее поздним минералом является магнетит, образующий прожилки в других рудных минералах. В результате исследования рудной минерализации выделяется последовательность минералообразования: **Co – Po – Ccp – Ilm – Mgt.**

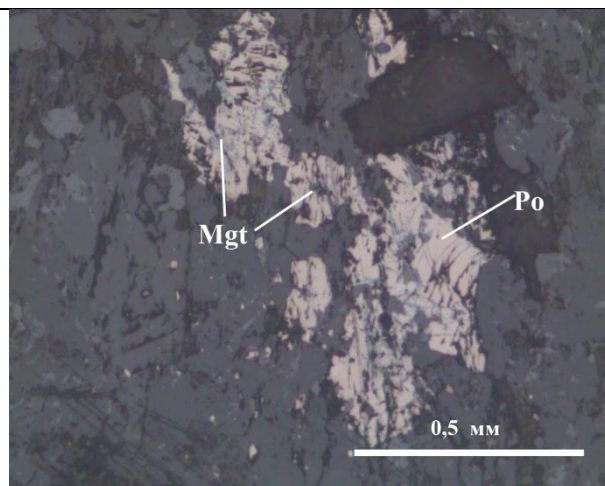


Рис. 44. Ксеноморфный пирротин с прожилками магнетита. Фото аншлифа 3010/6.

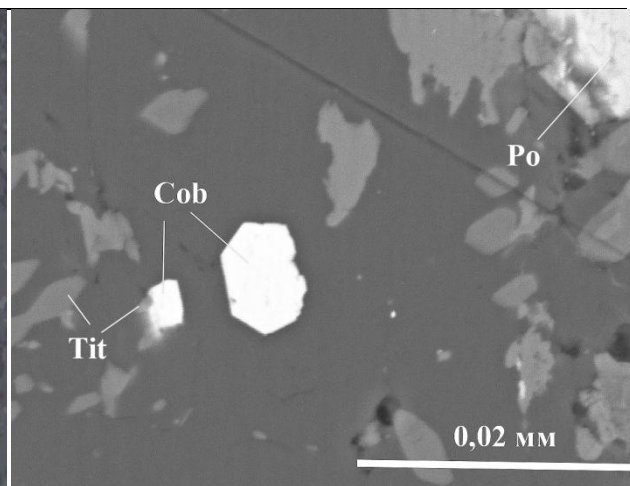


Рис. 45. Гипидиоморфный кобальтин в срастаниях с титанитом. Rem фото аншлифа 3010/6.

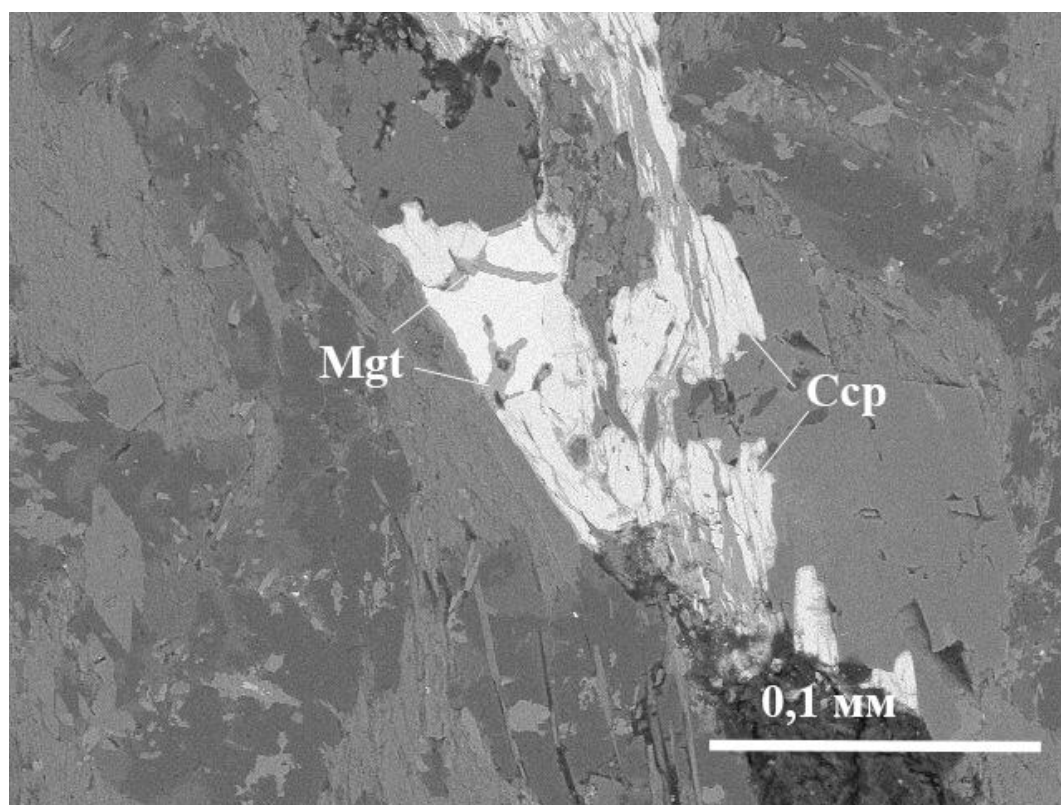


Рис. 46. Ксеноморфный халькопирит с прожилками магнетита. Rem фото аншлифа 3010/6.

Рудная минерализация данного комплекса крайне бедная. Возможно, что причина заключается в непредставительном аншлифе. Минерализация представлена в виде ксеноморфного ильменита ($\text{Fe}_{0,9}\text{Ti}_{1,0}\text{O}_3$), встречающего в виде тонкой вкрапленности в силикатах вмещающих пород. Он имеет неравномерное распространение по площади шлифа. Титанит ($\text{Ca}_{1,2}\text{Ti}_{1,0}\text{Si}_{1,2}\text{O}_5$) формирует мелкозернистую вкрапленность, которая контролируется системой трещин в породе (Рис.47).

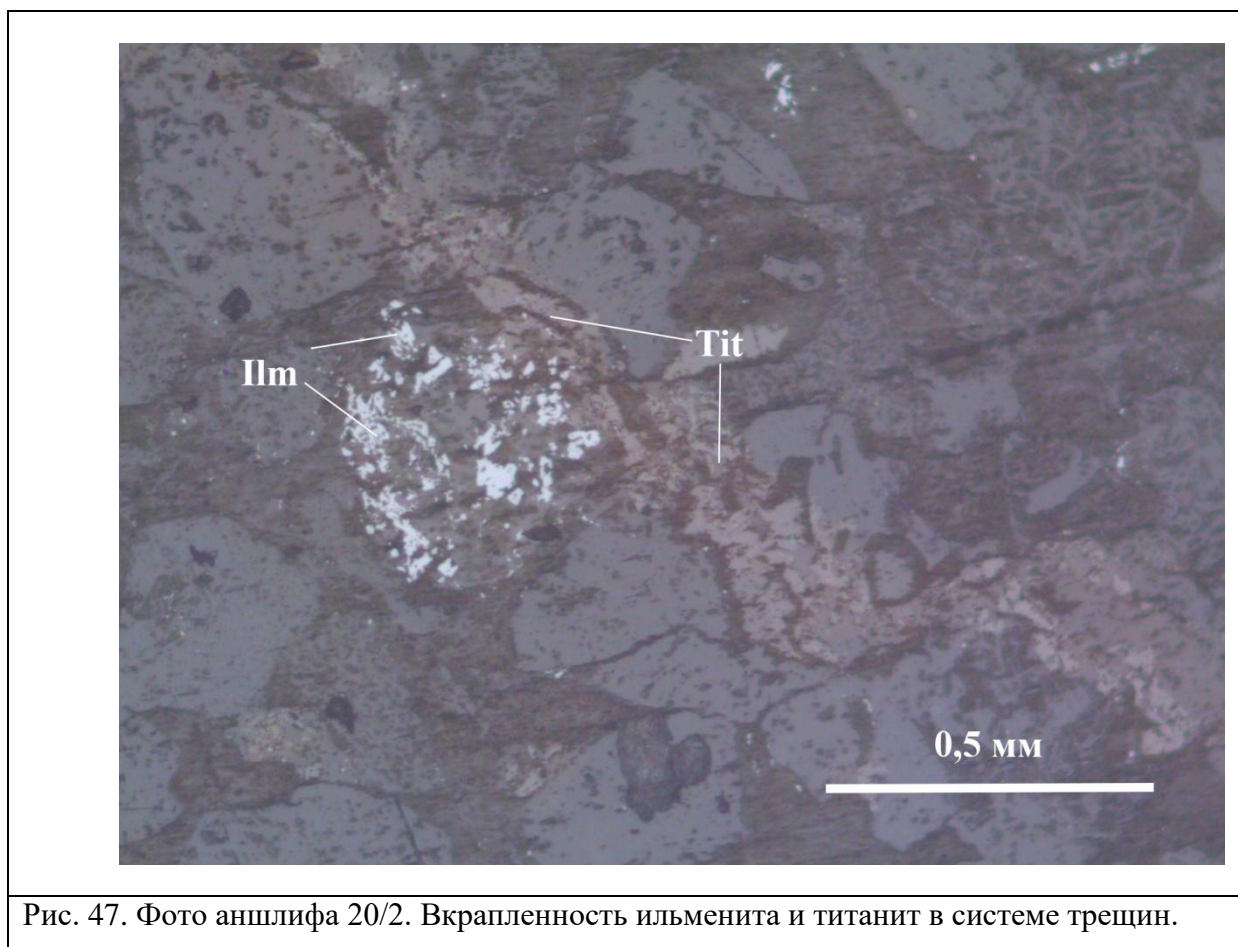


Рис. 47. Фото аншлифа 20/2. Вкрапленность ильменита и титанит в системе трещин.

Заключение

По результатам изучения литературных источников, анализа современных геологических карт и серийных легенд к ним, соотнесения некоторых данных по петрологии гипабиссальных комплексов выявлено, что булгутский комплекс прорывает только ордовикские, преимущественно вулканогенные образования Рассошинской зоны Омулевского поднятия, верхнесахарымнанский и аргатасский комплексы располагаются среди позднепалеозойских островодужных образований Арга-Тасской зоны, правоналучинский комплекс распространен повсеместно в пределах Омулевского поднятия и связан с Уяндино-Ясачненским островодужным вулканизмом, который вместе с илиньтасскими образованиями «запечатывает» допозднеюрскую структуру региона, а эоценовые дайки омулевского комплекса трассируют Момский рифт.

Петрографическое изучение показало, что породы всех комплексов сильно подвержены вторичным изменениям и несут реликтовую структуру. По структурно-вещественному признаку были выделены: габбро, монцо-габбро, долерит. Похожие результаты были получены по TAS-диаграмме, где долериты преимущественно относятся к низко-щелочным габбро и монцо-габбро. Диаграммы зависимостей отношений РЗЭ иллюстрируют отчетливое обособление комплексов в разные группы и разнонаправленные тренды, что указывает на некоторые различия в составах пород, степени плавления и разности изначальных субстратов. Спайдер-диаграмма показала, что спектры распределения редкоземельных элементов имеют субпараллельные графики, с некоторым обогащением пород легкими лантаноидами и относительно более равномерным распределением средних и тяжелых РЗЭ.

В ходе минеграфического исследования, установлено, что рудная минерализация в основном представлена мелкой вкрапленностью сульфидов: пирротина и халькопирита. Однако наиболее интересными, с точки зрения рудной минерализации, являются верхнесахарымнанский и правоналучинский комплексы, в которых прослеживается преобладание рудных минералов, таких как кобальтин, пирротин, пирит, халькопирит.

Следует отметить, что к области распространения верхнесахарымнанского комплекса приурочены мелкие (ресурсы P_2 до 500 кг) россыпи изученной территории, а также на основе данных структурно-кинематического анализа в районе хребта Арга-Тасс, где и расположен комплекс, отмечаются сбросовые деформации, которые фиксируют обстановку растяжения (Рогов, Сычев, 2019) и, соответственно, благоприятную обстановку для проникновения флюидов.

Список литературы

Монографии:

1. Богданов Н.А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. Академия наук СССР, 1964.
2. Булгакова М.Д. Литология ордовикских отложений Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1986.
3. Гагиев М.Х. Стратиграфия девона и нижнего карбона Омуревского поднятия (Северо-Восток Азии). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995.
4. Гринберг Г.А. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981.
5. Жуланова И. Л., Русакова Т. Б., Котляр И. Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007.
6. Исаенко М.П., Боришанская С.С., Афанасьева Е.Л. Определитель главных минералов руд в отраженном свете. Учебное пособие для вузов. 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1978.
7. Лебедева О.Ю. Рифейские, вендские палеозойские долеритовые комплексы Южного Верхоянья. Автореферат, 2012.
8. Лычагин П.П. и др. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989.
9. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омуревского поднятия (Северо-Восток СССР). – М.:Наука, 1971.
10. Перчук А.Л. и др. Основы петрологии магматических и метаморфических процессов: учебное пособие – М.:КДУ; Университетская книга, 2015.
11. Складов Е.В. и др. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие – М. Интермет Инжиниринг, 2001.
12. Терехов М.И., Дылевский Е.Ф. Геология хребта Арга-Тас. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988.
13. Шпикерман В.И. Домеловая минерализация Северо-Востока Азии. Магадан:СВКНИИ ДВО РАН, 1998.

Статьи в сборниках:

1. Мерзляков В.М., Лычагин П.П. Об ордовикских вулканитах в связи с проблемой Колымского массива. Геотектоника, №1, 1979.

2. Николаев А.А. Стратиграфия и тектоника Омулевских гор. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1958.
3. Якушев И.Р. Стратиграфия верхнеюрских отложений бассейна р. Зырянки. – Материалы стратиграфического совещания, 1959.

Статьи в журналах:

1. Константинов А.Г. и др. Зональное расчленение триасовых отложений Омулевского поднятия. Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 10, с. 1653-1669.
2. Рогов А.В., Сычев С.Н. Первые данные структурно-кинематического анализа пород Рассошинской зоны и ее обрамления (Омулевское поднятие, Восточная Якутия). Вестник СПбГУ. Науки о Земле. Т. 64. Вып. 1, 2019.
3. Weidong Sun, William F. McDonough. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 1989; v. 42; p. 313-345.

Тезисы докладов:

1. Мерзляков В. М., Рогатных Н.М. Щелочные габброиды и лампрофиры Омулевских гор. – Тезисы докладов 1-го Северо-Восточного петрографического совещания. Магадан, 1968.

Ресурсы сети Интернет:

1. Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского <http://www.vsegei.ru>

Приложение 1. Результаты микрозондового анализа

Ti	Fe	Pt	Zn	O	S	V	Cu	Ni	Au	As	Si	Ca	Co	Кристаллохимическая формула	Минерал
3017.7															
32,90	34,46	0,00	0,00	32,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Fe _{0,9} Ti _{1,0} O ₃	ильменит
23,53	0,00	0,00	0,00	38,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	16,42	21,50	0,00	Ca _{1,1} Ti _{1,0} Si _{1,2} O ₅	титанит
0,00	58,81	0,00	0,00	0,00	39,00	0,00	0,00	0,00	2,23	0,00	0,00	0,00	0,00	Fe _{6,9} S ₈	пирротин
0,00	30,59	2,56	2,51	0,00	32,90	0,00	31,5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Cu _{0,9} (Fe _{1,1} Zn _{0,1} Pt _{0,03}) _{1,23} S ₂	халькопирит
3023.2															
17,29	9,49	0,00	0,00	40,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,06	16,10	0,00	Ca _{0,8} (Ti _{0,7} Fe _{0,3}) _{1,0} Si _{1,2} O ₅	титанит
0,00	30,94	0,00	4,01	0,00	32,6	0,00	32,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	(Cu _{0,9} Zn _{0,1}) _{1,0} Fe _{1,1} S ₂	халькопирит
32,70	34,93	0,00	0,00	31,96	0,00	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	(Fe _{0,9} V _{0,01}) _{0,91} Ti _{1,0} O ₃	ильменит
C16-33.1															
0,00	43,83	0,00	0,00	0,00	52,40	0,00	0,00	0,00	3,74	0,00	0,00	0,00	0,00	(Fe _{0,9} Au _{0,02}) _{0,92} S ₂	пирит
15,63	6,91	0,00	0,00	45,77	0,00	0,59	0,00	0,00	0,00	0,00	15,46	15,70	0,00	Ca _{0,7} (V _{0,02} Fe _{0,2} Ti _{0,6}) _{0,82} Si _{1,0} O ₅	титанит
1012.5															
37,84	30,13	0,00	0,00	32,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Fe _{0,8} Ti _{1,2} O ₃	ильменит
27,82	0,00	0,00	0,00	32,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	15,52	24,40	0,00	Ca _{1,5} Ti _{1,4} Si _{1,4} O ₅	титанит
2005.10															
0,00	28,9	0,00	2,44	0,00	33,30	0,00	32,5	0,00	2,93	0,00	0,00	0,00	0,00	Cu _{1,0} (Fe _{1,0} Zn _{0,07} Au _{0,03}) _{1,1} S ₂	халькопирит
0,00	44,56	0,00	0,00	0,00	52,20	0,00	0,00	0,6	2,68	0,00	0,00	0,00	0,00	(Fe _{1,0} Ni _{0,01} Au _{0,02}) _{1,03} S ₂	пирит
20,9	0,00	0,00	0,00	45,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	14,81	19,00	0,00	Ca _{0,8} Ti _{0,8} Si _{0,9} O ₅	титанит
3010.6															
0,00	57,95	0,00	0,00	0,00	39,20	0,00	0,00	0,00	2,86	0,00	0,00	0,00	0,00	(Fe _{6,8} Au _{0,09}) _{6,89} S ₈	пирротин
33,06	34,02	0,00	0,00	32,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Fe _{0,9} Ti _{1,0} O ₃	ильменит
20,93	0,00	0,00	0,00	39,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,03	22,70	0,00	Ca _{1,2} Ti _{0,9} Si _{1,2} O ₅	титанит
0,00	2,33	0,00	0,00	0,00	21,60	0,00	0,00	0,00	0,00	42,48	0,00	0,00	33,55	Co _{0,8} (As _{0,8} Fe _{0,1}) _{0,9} S ₁	кобальтин

0,00	30,39	0,00	0,00	0,00	33,70	0,00	33,20	0,00	2,74	0,00	0,00	0,00	0,00	Cu 1,0 (Fe 1,0 Au 0,02)1,02 S ₂	халькопирит
0,52	73,05	0,00	0,00	25,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	(Fe 3,3 Ti 0,02)3,32 O ₄	магнетит
P16-18/1															
0,00	43,87	0,00	0,00	0,00	52,70	0,00	0,00	0,00	3,46	0,00	0,00	0,00	0,00	(Fe 1,0 Au 0,02)1,02 S ₂	пирит
0,00	28,40	0,00	0,00	0,00	35,30	0,00	34,30	0,00	2,07	0,00	0,00	0,00	0,00	Cu 1,0 (Fe 0,9 Au 0,02)0,92 S ₂	халькопирит